Географски факултет
Универзитет у Београду

Др Душан Дукић

КЛИМАТОЛОГИЈА

Београд, 1998.

Издавач
Географски факултет
Студентски трг III/3, Београд

За издавача
Др Братислав С. Атанацковић
декан

Техничка обрада и штампа
„Ветар" - Панчево

Тираж
500

САДРЖАЈ

II ДЕО

ВРЕМЕ, КЛИМА И ЧОВЕК

У првом делу уџбеника изложени су елементи **Опште климатологије са основима метеорологије**, а у његовом другом делу **Време, клима и човек**.

Посебна пажња је обраћена *климатским елементима*, чије су променљиве вредности представљене методом изолинија на бројним картама, које су саставни део текста. Шире је изложен процес формирања *времена*, а затим *класификација климата и промене климе* у геолошкој прошлости и холоцену. Исцрпније, него у осталим сличним уџбеницима, обрађено је *деловање главних климатских елемената, времена и климе на организам човека* и дате кратке одлике приморске и планинске климе, *климе градова, криптоклиме* и *антропогених утицаја на време и климу*.

Уџбеник је намењен, пре свега, студентима географије, али могу да га користе и студенти туризма на факултетима и вишим туристичким школама, студенти архитектуре, а делимично, и медицине.

ПРЕДГОВОР

Треће издање уџбеника **Климатологије** разликује се од претходног издања, објављеног под називом *Климатологија са основима метеорологије*. Знатне измене и допуне текста (и нових слика), сагласно новом наставном програму, изискивале су и промену назива уџбеника. Изложена су достигнућа савремене метеорологије и климатологије, сведена на ниво универзитетског уџбеника, намењеног углавном студентима географије.

Уџбеник се састоји из два дела. Први обухвата **општу климатологију са основима метеорологије**, док је други део — **Време, клима и човек** — по концепцији потпуно нов, јер се пошло од неопходности да сваку науку треба повезати са *човеком* и његовим делатностима у географској средини.

Општа климатологија са основима метеорологије обухвата 8 глава.

Сем кратке пете главе (Клима), која је једина остала без промена, у свим осталим дате су извесне измене: *уклоњени су застарели и непотребни подаци и замењени новим и неопходним*. Тако је нпр. у првој глави нов део текста *о озону* и *атмосферама Марса и Венере*, у другој о *метеоролошким сателитима* и њиховој примени у проучавањима Земљине атмосфере, у трећој су, с обзиром на значај, исцрпније обрађени *млазни ветрови*, у четвртој су нови одељци о *атмосферском електрицитету, непогодама и ваздушном саобраћају;* осма глава — *Промене климата* — потпуно је нова, јер се пошло од потребе да тај проблем треба свестраније да се објасни, тим више што једни научници указују да идемо у ново ледено доба, а други говоре о све интензивнијем загревању атмосфере.

Време, клима и човек, други део уџбеника, има само 4 главе. Овде су учињене највеће промене и допуне.

Текст девете главе — *Деловање главних климатских елемената, времена и климе на организам човека* — садржи низ корисних допуна, као што су нпр. дозирање сунчања, основни појмови о еквивалентној температури, еквивалентно-ефективној и радијационо-еквивалентно-ефективној температури, као и јединици КЛО (климатска одећа) ... Потпуно је нов одељак о временским променама и њиховом утицају на организам човека, затим одељак о таласотерапији и аклиматизацији човека на планинско поднебље. У десетој глави — *Клима градова* — изложен је проблем аерозагађења у Београду према новим подацима. Потпуно је нова једанаеста глава — *Криптоклима — клима затворених просторија*, а такође и дванаеста глава — *Антропогени утицаји на време и климу*, која се завршава одељком *Време, клима и рат*.

Уџбеник садржи велики број слика (169) — карата, дијаграма и фотографија. Оне су *саставни део текста*, каткад и важније. На многим картама *методом изолинија* представљене су промене вредности појединих климатских елемената на Земљиној површини. Њиховом *исцрпном анализом* лакше ће се схватити узрочно условљене појаве и процеси у атмосфери, који се развијају не само под утицајима Сунчеве зрачне енергије, него и под упливом осталих Земљиних егзосфера — хидросфере, литосфере и биосфере.

При изради трећег издања уџбеника коришћена је и новија литература — монографије, уџбеници и радови објављени у научним часописима, претежно на руском, а мање на осталим језицима. Ти извори података наведени су у списку литературе — по азбучном реду презимена аутора за радове објављене ћирилицом, а по абецеди за радове публиковане латиничним писмом.

Најзначајнији извори података навођени су и у самом тексту на овај начин — нпр. (87, 79) — где прва бројка представља коришћени рад наведен у списку литературе под ред. бр. 87 (Lvovich M. I. — The World's Water. Mir Publishers. Moscow, 1973, а друга бројка — 79 — страницу са које је узет одговарајући податак или цитат.

Писац се најлепше захваљује колегама *проф. М. Вемићу* и *проф. др Т. Шеготи* за корисне примедбе у тексту II издања уџбеника, а по којима је поступљено, тако да су мање исправке и допуне унете у садржај III издања.

Д. Дукић

Београд, 20. март 1976. године

I ДЕО

КЛИМАТОЛОГИЈА СА ОСНОВИМА МЕТЕОРОЛОГИЈЕ

ПРВА ГЛАВА

ОПШТЕ ФИЗИЧКЕ ОСОБИНЕ АТМОСФЕРЕ

1. АТМОСФЕРА — САСТАВНИ ДЕО ЗЕМЉЕ

Површински део Земље сачињавају њена четири омотача: ваздушни — **атмосфера**[1], водени — **хидросфера**[2], стеновити — **литосфера**[3] и простор првих трију сфера настањен живим светом — **биосфера**[4]. Све четири сфере се развијају под јаким међусобним утицајима. Стога се било какве промене у некој од њих, укључујући и оне проузроковане људском делатношћу, неминовно одражавају у мањим или већим изменама осталих сфера.

Атмосфера има одлучујући значај за развој многих појава и процеса који се дешавају у осталим трима сферама. Она преображава енергију Сунчевих зракова, задржава примљену топлоту и штити Земљину површину од расхлађивања. Истовремено она слаби деловање космичких и Сунчевих ултраљубичастих зракова на живи свет Земље. Ови зраци су смртоносни за већину микроорганизама, а врло штетно утичу и на човечији организам ако је изложен њиховом дужем дејству. Атмосфера даје живом свету неопходни кисеоник односно угљен диоксид. Она омогућује кружење воде у природи, а тиме и постојање разноликих облика метеорских и копнених вода као и разноврсне видове живота по целој површини Земље. Најзад, атмосфера је и одличан „заштитни оклоп“, сагарајући милијарде метеора који улећу у њу, она штити од директних погодака живи свет на нашој планети.

Атмосфера је невидљива, али је стално посредно осећамо: жега и мраз, киша и снег, тишине и ветрови итд. Све те појаве су последица процеса насталих у атмосфери под утицајем Сунчеве радијације[5] и при узајамном деловању њених најнижих слојева са горњим слојевима осталих трију сфера.

Када би Земља остала без атмосфере, природа наше планете била би сасвим друкчија. Пре свега, не би било живог света. Не би се чуо никакав звук. Он се не простире кроз безваздушни простор. Не би било ни рефлексије Сунчевих зракова, те би небо било потпуно црно, док би се дан и ноћ тренутно смењивали. Средња годишња температура Земљине површине била би за 37° C нижа од савремене. Дању би се стене загревале чак и преко 100° C, док би им ноћу температура падала до —100° C. У рељефу наше планете не би било никаквих облика образованих деловањем ветра нити падавинским и текућим водама. Без свог „заштитног оклопа“, атмосфере, Земља би била изло-

---

[1] Од грч. atmós — пара и грч. sphaíra — лопта, тј. гасовити омотач.

[2] Од грч. hydor — вода и грч. spáira — лопта, тј. водени омотач.

[3] Од грч. líthos — стена и грч. sphaíra — лопта, тј. стеновити омотач.

[4] Од грч. bios — живот и грч. sphaíra — лопта, тј. омотач са живим светом; под биосфером се подразумева и сав живи свет на Земљи.

[5] Од лат. radiare — зрачити, исијавати.

жена непрекидном метеоритском[6] бомбардовању. Њен рељеф би био сличан садашњем Месечевом рељефу.

Наведени примери показују да је атмосфера значајна макрокомпонента Земљине површине. *Са осталим сферама она сачињава недељиву целину природе наше планете, саставни део њених разноликих предеоних зона, дајући им одређене временске и климатске карактеристике.*

2. ГРАНИЦЕ АТМОСФЕРЕ

Доња граница атмосфере је јасно одређена: њу представљају површина Светског мора, копно и површине водних објеката на копну. Међутим, горња граница атмосфере не може се одредити, јер она на великим висинама прелази поступно у врло разређени гасовити међупланетарни простор. Условно је прихваћена тзв. *физичка граница атмосфере;* она је изнад полова на висини од 21.644 km, а изнад полутара на висини од 35.711 km. На тим висинама изнад Земљине површине изједначене су вредности силе Земљине теже и центрифугалне силе, те су гасовите честице атмосфере у могућности да одлете у међупланетарни простор. Треба нагласити да је физичка граница атмосфере многоструко пута виша од горње границе атмосфере, која се може одредити проматрањем неких оптичких појава у њој.

Поларна светлост представља светлење разређених гасова атмосфере под утицајем јонизованих честица које израчује Сунце. Повремено запажање поларне светлости и на висинама од преко 1.000 km указује на постојање атмосфере високо изнад Земљине површине. Са практичног становишта могла би се усвојити за горњу границу атмосфере висина на којој престаје појављивање поларне светлости — у просеку око 1.000 km изнад Земљине површине.

Сагоревање метеора почиње најчешће на висини од 160 до 180 km, док је њихово најјаче светлење на висини од 50 до 60 km изнад Земљине површине. Метеори улећу у атмосферу брзином од 11,2 до 64 km/sec. Због толиких брзина метеора ваздушне честице нису у стању да се склоне устрану, него се сабијају до усијања на њиховим чеоним странама, због чега се они запале и изгоре. Приближно од 20 милиона метеора који улете у Земљину атмосферу само је један толике величине да не сагори потпуно, већ пада у Светско море или на копно.

Сребрнасти облаци се указују на висинама од 80 до 85 km изнад Земљине површине. По неким подацима достижу и висину до 90 km. Толико су танки да се звезде виде кроз њих. Запажају се само због свог сребрнасто-плавичастог сјаја, који се јасно издваја на тамној позадини неба. Највише их је на северној страни хоризонта и нарочито између 50 и 75° с. ш. и 40 и 60° ј. ш. у тренуцима када је Сунце испод хоризонта 5—13°. Крећу се претежно од истока ка западу брзином до 250 m/sec. Сматра се да у њиховој грађи има ледених кристала, али она још није проучена (*102*, 448).

[6] Од грч. metáora — небеска појава; метеори који падају на Земљину површину називају се метеорити.

3. САСТАВ АТМОСФЕРЕ

Атмосферски ваздух није никакво хемијско једињење, него механичка **смеша гасова** заступљених у постојаним међусобним сразмерама и разних **примеса** у промењљивим количинама. Ваздух без примеса, у које спада и водена пара, назива се **суви ваздух;** његови стални **састојци** су следећи гасови: азот (N_2), кисеоник (O_2), озон (O_3), аргон (Ar), угљен-диоксид (CO_2), неон (Ne), хелиум (He), метан (CH_4), криптон (Kr), водоник (H_2), азот оксид (N_2O), ксенон (Xe), амонијак (NH_3), супероксид водоника (H_2O_2), јод (J) и радон (Rn). Само прва два гаса, азот и кисеоник, сачињавају 99% запремине атмосферских гасова у сувом ваздуху, чији је просечан састав дат у таб. 1.

Таб. 1. — Просечан састав сувог ваздуха у процентима запремине (74, 94)

Гас	%	Гас	%
Азот (N_2)	78.084	Водоник (H_2)	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Кисеоник (O_2)	20,946	Азот оксид (N_2O)	$5,0 \cdot 10^{-5}$
Аргон (Ar)	0,934	Ксенон (Xe)	$8,7 \cdot 10^{-6}$
Угљен-диоксид (CO_2)	0,033	Озон (O_3)	$1,0 \cdot 10^{-6}$
Неон (Ne)	$1,80 \cdot 10^{-3}$	Супероксид вод. (H_2O_2)	$1,0 \cdot 10^{-7}$
Хелиум (He)	$5,24 \cdot 10^{-4}$	Амонијак (NH_3)	$1,0 \cdot 10^{-7}$
Метан (CH_4)	$2,0 \cdot 10^{-4}$	Јод (J)	$3,5 \cdot 10^{-9}$
Криптон (Kr)	$1,14 \cdot 10^{-4}$	Радон (Rn)	$6,0 \cdot 10^{-18}$

По тежини азот сачињава 75,60% ваздуха, кисеоник 23,10%, аргон 1,29% и угљен-диоксид 0,05% (*72*, 94).

Сваки гас атмосфере има одређена својства са којима се треба упознати бар у основним цртама.

Азот је инертан гас. У атмосфери се спаја са кисеоником и водоником само при електричним пражњењима, образујући *амонијак* (NH_3) и *шалитрену киселину* (NH_4OH). Падавине излучују ове материје на земљу — просечно 1,25 до 10 kg годишње на површини од једног хектара. На тај начин тле добија природно гнојиво из атмосфере, обнављајући своју плодност. Томе доприносе и неке врсте бактерија, које живе у тлу; оне везују слободни атмосферски азот у органска једињења (најзначајније су беланчевине) потребне за исхрану биљака и животиња. Друге врсте бактерија разлажу остатке угинулих животиња и биљака и враћају азот у атмосферу. Тако азот учествује у биолошком кружењу материја у природи: азот у атмосфери — азот у организмима — азот у атмосфери. Циклус таквог кружења укупне масе азота у атмосфери траје по К. Ору (57, 8) око 100 милиона година.

Кисеоник је врло активан гас. У атмосфери га има $1,5 \cdot 10^{15}$ тона, што је само 0,01% од његове количине у Земљиној кори (у којој учествује у саставу многих минерала). Кисеоник је значајан као метеоролошки климатски чинилац јер слаби Сунчево светлосно зрачење (*104*, 56). Он омогућава дисање и сагоревање. Биљни свет наше планете ослобађа годишње процесом фотосинтезе око 400 милијарди тона кисеоника. Он такође учествује у биолошком кружењу материја у природи:

кисеоник у атмосфери — кисеоник у организмима — кисеоник у атмосфери; трајање овог циклуса износи око 3.000 година (57, 8).

Угљен-диоксид је не само значајан састојак атмосфере, него и врло важан метеоролошки климатски чинилац. Он интензивно апсорбује део дуготаласних зракова (од 12 до 16,3 μ) које излучује Земљина површина и тиме утиче на њен биланс зрачења. Биљни свет користи за своје потребе годишње око 550 милијарди тона угљен-диоксида: зелене биљке га разлажу процесом фотосинтезе, узимајући из њега угљеник за своју исхрану, а ослобађајући кисеоник. У Светском мору је растворено око 50 пута више угљен-диоксида него што га има у атмосфери. И поред огромне потрошње угљен-диоксида у природи, његова количина у атмосфери се повећала за последњих 50 година због све веће употребе чврстих и течних горива, која су неопходна све развијенијој индустрији. И угљен-диоксид има свој циклус кружења у природи који за сву његову масу у атмосфери траје по К. О р у (57, 8) само једну до три године.

Озон је хемијски врло активан гас, мада његова маса, која се налази у стратосфери, сачињава само 1/3,000.000 део масе Земљине атмосфере. Он је веома *значајан метеоролошки климатски чинилац*. Највише га има на висинама од 22—25 km изнад Земљине површине, одакле се смањује како према Земљи (до 10 km висине), тако и према већим висинама (до 55 km висине). Тај део стратосфере, са великом концентрацијом озона, назива се *озоносфера*.

Озон апсорбује највећи део Сунчевих ултраљубичастих зракова, који имају јако *бактерицидно дејство*, али су биолошки и штетни: изазивају еритем (црвенило) коже, неке крвне болести, разлажу беланчевине у ћелијама па их тако уништавају итд. Раније се сматрало да је озон користан због наводног освежавања ваздуха. Међутим, експериментима је утврђено да је он *врло опасан* за човечија плућа: човек који проведе само два часа у ваздуху који садржи два милионита запреминска дела озона осећа јако гушење и изнурен је; да би се повратио потребан му је опоравак од неколико дана, а кашаљ који се јавио као последица удисања повећане концентрације озона престаје тек после неколико недеља (*74*, 232).

Постоји неколико теорија о образовању озона — алотропијског облика молекуларног кисеоника. *Фотохемијска теорија* објашњава образовање озона деловањем ултраљубичастих зракова Сунца на молекуле кисеоника (O_2), који их разлажу у атоме (O—O), а ови се затим спајају са преосталим двоатомским молекулима, образујући молекул озона (O_3). Апсорбујући ултраљубичасте зраке озон се загрева, због чега се повишава температура ваздуха у стратосфери. *Електронско-космичка теорија*, једна од новијих, указује да се озон у стратосфери образује деловањем електрона Сунчевог порекла — космичких зракова — на молекуле кисеоника. Ова теорија заснива се и на чињеници да је висина на којој се највише образује озон (20—25 km) истовремено и висина максималног апсорбовања космичке радијације у атмосфери (*23*, 22—23).

Озона има и у приземним слојевима атмосфере, где се образује при електричним пражњењима за време непогода. У великим градовима концентрација озона је повећана, јер је он саставни део издувних гасова мотора са унутрашњим сагоревањем.

Количина озона је различита у појединим областима. Највише га има у вишим, а знатно мање у средњим и нижим географским ширинама. Он се мења и током смене годишњих доба: више га је у пролећним него у јесењим месецима. Озон је значајан климатски чинилац за многе процесе у атмосфери, јер утиче непосредно на термичко стање стратосфере (*59*, 33).

Остали гасови атмосфере, састојци сувог ваздуха, немају већи значај.

Међу примесама највећи значај има **водена пара.** Образује се испаравањем воде са површине Светског мора, копна и биљног покривача (транспирација) — сваког минута испари просечно око милијарду тона водене паре (57, 161). У приземним слојевима атмосфере садржај водене паре по запремини креће се од 0,2% у поларним областима до 2,6% у екваторијалној области; на висини од 1,5—2 km изнад Земљине површине има је упола мање (*74*, 93). Водена пара има већи значај као метеоролошки климатски чинилац него било који други гас у атмосфери. Она врло интензивно апсорбује Сунчеву радијацију у њеном црвеном и инфрацрвеном делу спектра, као и инфрацрвене зраке које Земља израчује, утичући тиме на њен биланс зрачења.

Поред поменутих гасова приземни слој атмосфере садржи већу или мању количину *лебдећих примеса:* честице прашине, вулкански пепео, чађ, честице соли, споре биљака, бактерије и др. Оне се називају заједничким именом **атмосферски аеросоли.** Ове честице су врло ситушне (пречник јона до 10^{-8} cm, капљица воде до 10^{-5} cm), тако да их у једном кубном сантиметру ваздуха може бити неколико милиона.

Човек у току 24 часа удахне око 6,6 m^3 ваздуха, а са њим и све примесе које лебде у ваздуху. Њихов укупан број достиже више милијарди честица. Сва је срећа да су наши органи за дисање прилагођени тако да њихов највећи део задрже. Најкрупније честице (веће од 5 mk) задржавају се у носним шупљинама, а већина ситнијих се избацује из организма при издисању. Међутим, део честица се задржи у плућима. Ипак, део тих задржаних честица се раствара и разноси у виду раствора по целом телу; извесан део може да продре у крв и без растварања, док најмањи део остаје у плућима, изазивајући трајне промене ткива — тзв. *фиброзу* — најопаснију последицу удисања загађеног ваздуха. Тако нпр. удишући прашину у рудницима рудари обољевају од тешке болести *силикозе*. Последњих година ова болест је све ређа, јер се рудници боље проветравају, а сем тога, рудари на местима са великом концентрацијом прашине обавезни су да носе маске.

Виши слојеви атмосфере имају такође примеса. Када је 1883. год. експлодирао вулкан Кракатау у Индонезији, претворено је у прашину неколико кубних километара стена и избачено у висину до 30 km. Прашина је потпуно прекрила небо у пречнику од 240 km, а после неколико дана падала је по палубама бродова удаљених од вулкана 2.500 km; прашине је било толико, да су морнари морали у току дана да је лопатама бацају у море више пута. Сличан случај је био и при ерупцији вулкана Катмај на Аљасци — 6. јуна 1912. године. На острву Кодиаку, удаљеном 208 km од вулкана, пао је слој пепела и прашине дебљине 46 cm. Пошто је за таложење ситнијих честица прашине и пепела, пречника 2 mk, потребно око 4 године да се спусте са висине од 30 km до површине Земље, ове вулканске експлозије су имале последице на неуобичајене временске промене; наиме, после експлозије Кракатауа просечна температура ваздуха северне полулопте била је нижа од просечне за 1—2°C у току од 7 година; истовремено је било више киша и снега. После експлозије Катмаја — већ у августу те године у метеоролошким станицама Алжира и Калифорније установљено је смањење радијације за 23% (57, 97—98).

4. ПОСТАНАК АТМОСФЕРЕ

Полазећи од Шмитове хипотезе о постанку Сунчевог система В. А. Соколов издваја четири стадијума у историји развитка Земљине атмосфере, које је сажето изложио Х. К. Јури (*31*, 33—38). *У првом стадијуму* постојао је огроман облак од гасова и космичке прашине. Од њихове материје образована је Земља, као згуснута маса у том облику, док је њена првобитна атмосфера садржавала водоник и хелиум. *У другом стадијуму* настало је загревање Земље због распадања радиоактивних материја и издвајање у атмосферу неких гасова, какви и сада избијају из Земљине унутрашњости при вулканским ерупцијама. Али, сем њих, радиоактивним распадањем једног од изотопа калиума почело је издвајање инертног гаса аргона (*54*, 21). *У трећем стадијуму* настаје постепено хлађење Земљине површине и издвајање угљен диоксида и молекула азота, док се молекули кисеоника појављују у незнатној концентрацији. *У четвртом стадијуму*, који је означен као *биогени*, почиње због појаве биљних организама биохемијско трошење угљен диоксида из атмосфере, а издвајање слободног кисеоника. Међу атмосферама планета Сунчевог система једино Земља садржи слободан кисеоник. По проучавањима М. Грегора (1927. год.) кисеоник се појавио у атмосфери пре две милијарде година.

Венерина атмосфера састоји су углавном из угљендиоксида (преко 90%), а у мањој количини из азота (око 5%) и незнатним уделом кисеоника (око 0,4%), водене паре (0,4—1,1%) и трагова аргона. Раније се сматрало да се испод непровидних облака који обавијају Венеру налазе пространи океани са температуром воде од 30—50°C. Захваљујући резултатима мерења које су извршиле космичке сонде типа „*Венера*" сада нам је познато да су у облачном слоју ове планете температуре веома високе и да се крећу од 300 до 500°C, док притисак у вишим слојевима облака износи 18—27 атмосфера, док у нижим достиже и до 100 атмосфера (*35*, 125). Помоћу радара утврђено је да се испод облачног омотача Венере простире литосфера са пространим равницама и планинама које се издижу изнад њих до 2.500 m. Природни услови на Венери искључују могућност постојања било каквог живота на њој.

Марсова атмосфера је скоро у целини од угљендиоксида и незнатних количина угљенмоноксида и водене паре, као и трагова сумпордиоксида, сумпорводоника, озона и др. Космичке сонде типа „*Марс*" и „*Маринер*" летећи око Марса доставиле су нам многе податке о његовој природи, које су допунили телевизијски снимци површине ове планете. На њој се виде не само циркови типични за рељеф Месеца, него и неки облици карактеристични за површину наше планете: пустиње са динама од песка и прашине, системи речних долина које гдегде образују меандре, дубоки кањони и високе планине са врховима чак до 14 km (*105*).

Климатски услови на Марсу су врло сурови. Атмосферски притисак је 4—8 mb 250—125 пута мањи него на површини Земље! У току обданице површина Марса око полутара загреје се чак до 40°C, али се ноћу охлади до —100°C. Циркулација Марсове атмосфере слична је Земљиној: у току Марсове зиме преовлађују западни ветрови, који дувају брзином до 50 m/s па и више, а током лета источни са брзином од 10—20 m/s. Сем тога на фотографијама са „Маринера-9" уочени су циклонски вртлози, фронтална облачност и таласање у Марсовој атмосфери иза планинских гребена. Ветрови повремено подижу велику количину прашине, па се тада површина Марса не види или врло слабо (*46*, 19).

На Марсу постоји изразита климатска зоналност са појавом смене годишњих доба. На одговарајућој половини Марса зиму карактерише повећавање беле површине која се од пола спушта ка нижим ширинама; током лета она се смањује и око јужног пола ишчезава, док се око северног своди на мању површину кружног облика. Када је 20. јула 1976. год. америчка космичка летелица Викинг I слетела на Марс, установљено је да ту белу површину сачињава *лед (од замрзнуте воде)* и да је минимална температура лети на северној поларној леденој калоти била —73°C. Тиме је одбачено раније схватање научника према коме су ледену калоту Марса сачињавали кристали угљендиоксида, јер се овај гас залеђује тек на температури од —125°C. Укупна количина залеђене воде у северној поларној калоти процењена је на око 70 km^3. Аутоматска лабораторија на Викингу I није открила постојање било каквог живог света на површини Марса, укључујући и бактерије.

5. ВЕРТИКАЛНА СТРУКТУРА АТМОСФЕРЕ

Масу атмосфере сачињавају гасови чија укупна тежина износи 5,144 квадрилиона (10^{15}) тона (*43*, 407). Али, иако се ради о огромној тежини, она одговара тек једном милионитом делу масе Земље. Сама маса атмосфере сконцентрисана је претежно у њеним нижим слојевима — 99% масе атмосфере је у слоју до 36 km висине изнад Земљине површине; у високим слојевима она је јако разређена, што показује овај пример: 1 km^3 приземног ваздуха тежак је 1,250.000 тона, а на висини од 170 km свега 60 грама (57, 24).

Атмосфера се дели на пет главних слојева (сл. 1), који се називају *сфере*. Оне су издвојене по својеврсним променама температуре ваздуха са висином, а поред тога оне се разликују и по свом саставу и електричним својствима. У таб. 2 дата је терминологија сфера и прелазних слојева атмосфере (коју је 1951. године препоручила Међународна унија за геодезију и геофизику).

Таб. 2 — Терминологија атмосферских слојева

Сфера	Просечна висина горње и доње границе у км	Прелазни слој
Тропосфера[7]	0 — 11	Тропопауза[12]
Стратосфера[8]	11 — 40	Стратопауза[13]
Мезосфера[9]	40 — 80	Мезопауза[14]
Термосфера[10]	80 — 800	Термопауза[15]
Егзосфера[11]	изнад 800	

Тропосфера је најнижи и најгушћи слој атмосфере. Она садржи око 80% масе атмосфере. Горња граница тропосфере повишава се од полова према полутару. Њена просечна висина износи: 8—10 km у поларним, 10—12 km у средњим ширинама и 16—18 km у екваторијалној области.

Тропосфера се не загрева непосредно од Сунчевих зракова, које лако пропушта. Сунчевим зрачењем загрева се Земљина површина. Део примљене топлоте Земља враћа у атмосферу својим дуготаласним

[7] Грч. tropein — кретати се; spháira — лопта, тј. сфера у којој се дешавају извесна кретања, промене.

[8] Грч. tropein — кретати се; pausis — застој, мир, тј. слој у којем престају кретања.

[9] Лат. stratus — слој; грч. spháira — лопта; раније се сматрало да су у овом делу атмосфере гасови распоређени по слојевима: тежи ближе Земљи, а лакши на већим висинама.

[10] Лат. stratus — слој; лат. pausis — застој, мир.

[11] Грч. mesos — средњи, у средини; грч. spháira — лопта.

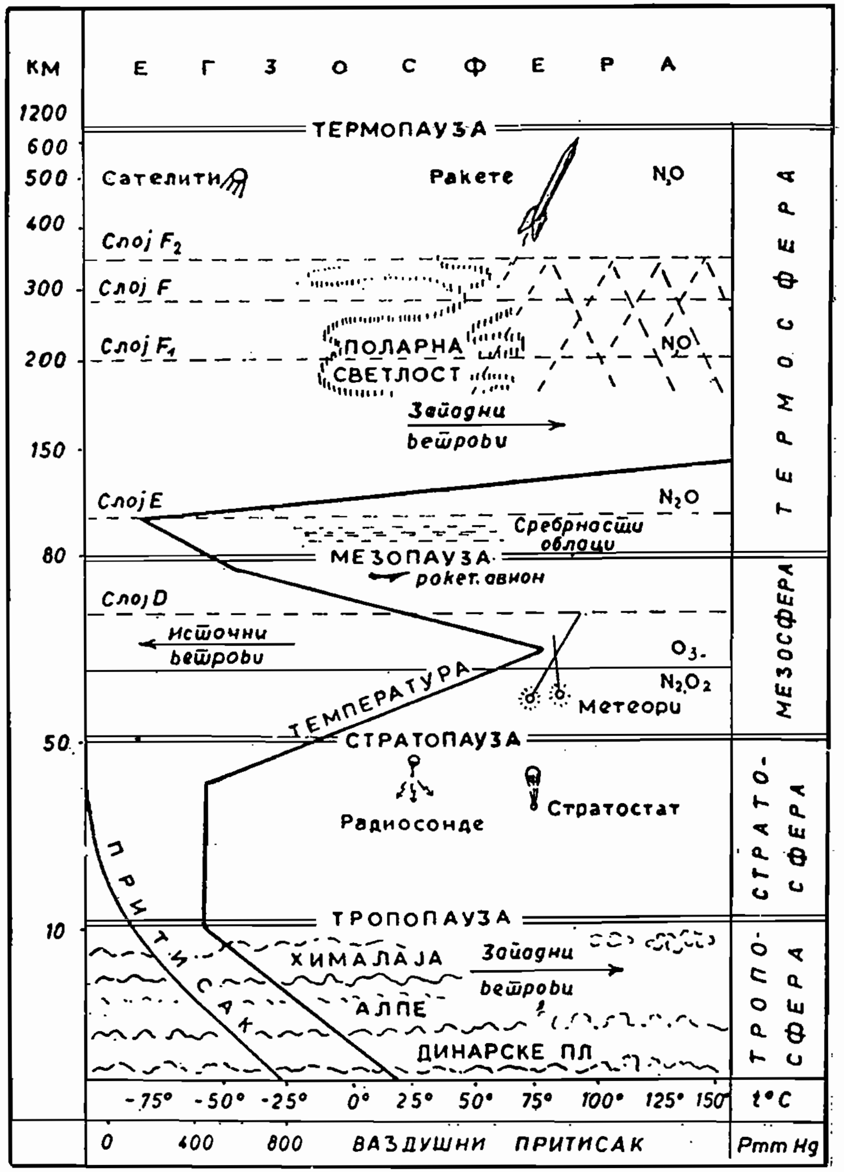
[12] Грч. mesos — средњи, у средини; лат. páusis — застој, мир.

[13] Грч. therme — топлота; грч. spháira — лопта, тј. сфера у којој су високе температуре атмосфере.

[14] Грч. therme — топлота; лат. pausis — застој, мир.

[15] Грч. ekso — изван, ван; грч. spháira — лопта, тј. вањски, спољни омотач атмосфере, њен највиши слој.

зрачењем. Тропосфера апсорбује највећи део израчене топлоте. Стога је природно да су њени нижи слојеви топлији од виших. То потврђује и мерење температуре ваздуха у тропосфери: температура опада просечно за 6,5° C при повећању висине за 1 km. Отуда је температура



Сл. 1 — Грађа атмосфере

ваздуха на горњој граници тропосфере изнад полова 52—65° C испод нуле, а изнад полутара она се спушта и преко 80° C испод нуле. Треба истаћи да би без присуства угљендиоксида и водене паре у атмосфери, који интензивно апсорбују Земљино дуготаласно зрачење, температура ваздуха на површини наше планете била нижа за 21° C, тј. износила би 7° C испод нуле. Према томе, угљендиоксид и водена пара делују као „топлотни регулатор" у тропосфери.

У тропосфери се налази скоро сва водена пара, чијом кондензацијом настају облаци и падавине. У њој лебде и разноврсне честице аеросола. Због сталног кретања ваздуха састав тропосфере је практично постојан.

Тропосфера је најбоље проучени део атмосфере. У њој се дешавају многобројне појаве и процеси, који утичу на време и поднебље.

У самој тропосфери се могу издвојити три различита слоја:

1. *Приземни слој* — најнижи део тропосфере — са просечном висином до 100 m изнад топографске површине. Због непосредног додира са Земљином површином, која одаје топлоту тропосфери, у приземном слоју су велика дневна колебања температуре и влажности ваздуха. Неравнине на земљишту утичу на величину трења и смањење брзине ветра. Горња граница приземног слоја поклапа се најчешће са горњом границом радијационих магли (види стр. 138) и приземних инверзија температуре (види стр. 80).

2. *Погранични слој* лежи приближно између 100 и 1500 m, а изузетно и до 3000 m изнад Земљине површине. И у њему су изразита дневна колебања температуре и влажности ваздуха. Трење ваздуха о неравнине на површини Земље је смањено, те се брзина ветра повећава са висином. Количина аеросола минералног и органског порекла је смањена на незнатне износе, али је она и даље велика ако се појави асцедентно (узлазно) струјање ваздуха, праћено образовањем облака.

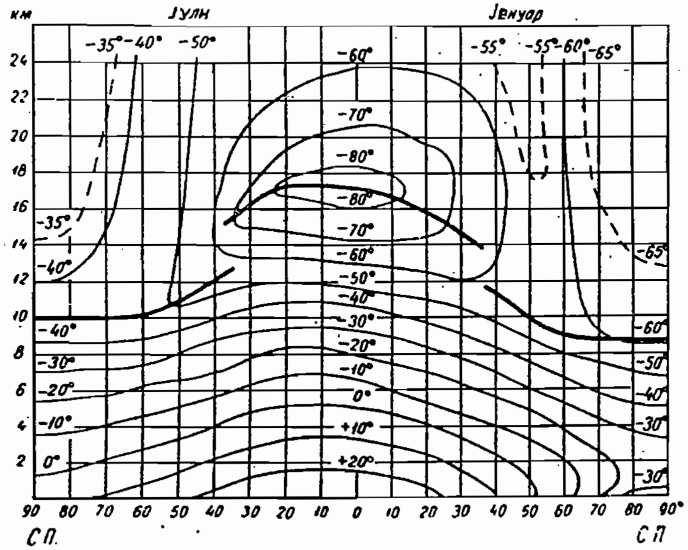
3. *Виши слој или слободна атмосфера* лежи између пограничног слоја и горње границе тропосфере. Са изузетком високих планина не осећају се утицаји неравнина у рељефу на правац и брзину ветрова. Дневне амплитуде температуре и влажности ваздуха опадају са висином. Уз постојање довољних количина водене паре, услови за кондензацију су погодни током целе године, па се у овом слоју тропосфере образују сви типови облака.

Тропопауза представља прелазни слој између ниже тропосфере и више стратосфере. Има незнатну дебљину — 500 до 3000 m. У њој температура опада са висином мање од 0,2° C на 100 (у тропосфери 0,65° C/100 m). Висина тропопаузе се мења: она је над неким местом нижа зими и у циклону, а виша лети и у антициклону. Није јединствени слој који раздваја тропосферу од стратосфере, него је испрекидана на додирима различитих ваздушних маса (сл. 2).

Стратосфера лежи између ниже тропосфере и више мезосфере, приближно до висине од 50—55 km изнад Земљине површине. Као што се види на сл. 1, у њој преовлађује хомотермија. Просечна температура на горњој граници стратосфере блиска је 0° C и креће се у границама између —20° и +20°C. Садржај водене паре је незнатан, па ипак, повремено се запазе тзв. *седефасти облаци* — на висинама између 20 и 30 km. Претпоставља се да се састоје од најситнијих капљица прехлађене воде.

Раније се сматрало да су гасови у стратосфери распоређени по својим особинама у различите слојеве, при чему би тежи испуњавали ниже, а лакши гасови више слојеве. Због тога је овај део атмосфере и назван стратосфера. Каснијим испитивањем је утврђено да је састав

стратосфере врло близак саставу тропосфере. Изузетак је само велика концентрација озона, нарочито у слоју који лежи на висини од 22—25 km. Иначе, има га доста у слоју који лежи између 10 и 50 km висине изнад Земљине површине, па је овај слој по њему назван *озоносфера*.



Сл. 2 — Положај тропопаузе (дебља линија) и просечна расподела температуре ваздуха на северној полулопти у јулу и јануару (по С. П. Хромову)

У доњим слојевима стратосфере преовлађују западни ветрови, а у горњим, нарочито лети, источни ветрови — карактеристични за мезосферу.

Стратопауза је прелазни слој између ниже стратосфере и више мезосфере. Има дебљину до 5 km. Одликује се наглим порастом температуре, што је последица озонове апсорпције Сунчевих ултраљубичастих зракова.

Мезосфера је слој атмосфере између ниже стратосфере и више термосфере. Почиње приближно на висини од 55 km, а завршава се на висини од 80 km изнад Земљине површине. Почетак мезосфере се одликује наглим порастом температуре са висином; њен максимум је приближно на висини од 55 km и достиже којипут и преко +50° C. Ово повишавање температуре је последица концентрације озона, који апсорбује Сунчеве ултраљубичасте зраке, као и Земљине дуготаласне топлотне зраке, загревајући на тај начин високе слојеве атмосфере. Изнад висине од 55 km температура се поново снижава и на горњој граници мезосфере достиже до —80° C.

Горњи слој мезосфере, изнад висине од 55 km, одликује се појачаном турбуленцијом.[16] По кретању сребрнастих облака утврђено је да у њему има врло снажних ветрова, чија брзина достиже до 250 m/s (*74*, 449).

Мезопауза је прелазни слој у атмосфери између ниже мезосфере и више термосфере. Има приближну дебљину од 5 km, а лежи на висини између 80 и 85 km (по неким подацима —*72*, 227 — између 85 и 90 km) изнад Земљине површине. У мезопаузи престаје нагло опадање температуре ваздуха, карактеристично за виши слој мезосфере. Она се зауставља приближно на —75° до —80° C, после чега почиње њен поновни пораст.

Термосфера је слој атмосфере између ниже мезосфере и више егзосфере. Лежи између 80 и 800 km изнад Земљине површине. Одликује се непрекидним повишавањем температуре и на висини од 200 km, где су сви гасови атмосфере заступљени само својим атомима, достиже до +250° C.

Ваздушне честице у термосфери — молекули у нижим а атоми гасова у њеним вишим слојевима — *наелектрисане су позитивним и негативним електрицитетом. Такве честице се називају* **јони**[17]. Они настају *процесом јонизације:* под утицајем космичких зракова и Сунчеве ултраљубичасте и корпускуларне[18] радијације од неутралних молекула и атома издваја се један или више електрона; преостали део молекула или атома постаје позитивно наелектрисан; ослобођени електрони присаједињују се неутралним молекулима или атомима, те ови постају негативно наелектрисани. Концентрација јона је различита: у 1 sm^3 ваздуха изнад саме Земљине површине има око 1.000 јона, на висини од 120—150 km око 200.000, док на висини између 200 и 500 km тај број достиже вредности између 500.000 и 1,000.000 (*74*, 200). Са повећањем броја јона расте електропроводљивост ваздуха у термосфери, која се, када је у питању њена електропроводљивост, назива и **јоносфера.**

Проучавањем јоносфере баве се *јоносферске опсерваторије.* Оне располажу посебним радиоуређајима, који емитују у атмосферу импулсе радио-таласа (најчешће трајање импулса износи око 100 mk-s) у одређеним временским интервалима. Продирући кроз јоносферу радиоталаси се одбијају од слојева са повећаном концентрацијом јона према Земљи, где се у јоносферској опсерваторији хватају као један или више ехо-сигнала. Претпоставља се да се радио-таласи крећу подједнаком брзином у оба правца. Мерењем времена протеклог од поласка импулса радио-таласа па до повратка његовог ехосигнала утврђује се тзв. *еквивалентна висина слоја* од којег се талас одбио. Тако је утврђено да у јоносфери постоји неколико слојева са повећаном концентрацијом јона. Ти слојеви су означени великим словима абецеде. При

[16] Од лат. turbulentus — немиран, буран.

[17] Од грч. ion — онај који се креће. Према величини и покретљивости деле се на следеће типове јона: лаке (са пречником приближно 10^{-8}—10^{-7} cm), средње, тешке и ултратешке (пречник око 10^{-4} cm). Најпокретљивији су лаки јони, чија се концентрација повећава приближно за 1000 у 1 cm^3 на свака 2 km висине. Лаки јони имају и највећу улогу у електропроводљивости ваздуха (*74*, 201).

[18] Од лат. corpusculum — мало тело.

томе се пошло од слова D, јер се претпостављало да ће евентуално бити откривени нови слојеви, који би се означили са A, B и C. Веровало се да они леже испод слоја D.

Најнижи јонизовани слој — *слој* **D** — налази се на еквивалентној висини од 80 km; он постоји само дању, када апсорбује радио-таласе средњих дужина. Зато су дању боље радио-везе на кратким таласима (10—50 m). *Слој* **E** лежи на висини од 90 до 120—150 km; у њему се налази доња граница појављивања поларне светлости у атмосфери. Слој E није потпуно хомоген, па се на његовој горњој граници у новије време издваја још и *слој* $\mathbf{E_2}$. На висинама од 200 до 500 km налазе се два слоја: нижи је *слој* $\mathbf{F_1}$ чија је еквивалентна висина око 260 km изнад слоја Земљине површине; *слој* $\mathbf{F_2}$ лежи на еквивалентној висини од око 320 km. Изнад слоја F_2 повремено се појави *слој* **G** (*74*, 200). Висина и степен јонизације поменутих слојева мења се у току дана и године. Ноћу је јонизација ослабљена због престанка директне Сунчеве радијације. Тада су боље радио-везе на дугим таласима (1.000—3.000 m). Без постојања слојева са повећаном концентрацијом јона биле би немогуће радио-везе на великим удаљеностима. Зато њихово проучавање има и врло велики практични значај.

Термопауза је прелазни слој између ниже термосфере (јоносфере) и више егзосфере.

Егзосфера лежи на висини од 800 до 3.000 km изнад Земљине површине. У њој је ваздух толико разређен да се може поредити са вакуумом који се ствара у савременим физичким лабораторијама. Док је изнад мора слободан пут који прелазе честице ваздуха од једног судара до следећег дужине једног стохиљадитог дела сантиметра, дотле он у егзосфери достиже стотине метара. Брзина којом се крећу честице ваздуха већа је од 11 km/s, због чега неке од њих — пре свега јони водоника, а затим азота и кисеоника — одлазе из егзосфере у међупланетарни простор.[19]

[19] Изнад егзосфере може се издвојити највиши слој Земљине атмосфере — **геокорона** (од грч. ge — Земља и лат. corona — руб, ивица) приближно до висине од 20.000 km изнад Земљине површине. Она се претежно састоји од јона водоника, (*74*, 169).

ДРУГА ГЛАВА

ПРОУЧАВАЊЕ АТМОСФЕРЕ

1. РАЗВОЈ ПРОУЧАВАЊА АТМОСФЕРЕ

Многе појаве у атмосфери значајне су у животу људи. За то постоје безбројни примери, те можемо указати само на неке. Познато је, на пр., да нагле промене времена различито утичу на развој појединих обољења; изненадна захлађења изазивају прехладу, катар горњих дисајних путева, ангине, бронхопнеумонију, упалу зглобова и др., брзо опадање ваздушног притиска изазива крварење код паралитичара, искашљавање крви и повишење температуре код болесника са туберкулозом плућа, док се у зимским и пролећним месецима за време густих магли са дужим трајањем појављују праве епидемије грипа (*99*). Обилне падавине биле су понекад узрок катастрофалних поплава; по овима је нарочито позната долина доњег тока Хонангхоа, који се у току последњих четири хиљаде година изливао око 1600 пута; само у поплавама ове реке, које су се догодиле 1887. и 1889. године, изгубило је животе око два милиона људи. Дуге суше су биле узрок смрти многих милиона људи од глади, јер су уништавале биљне културе и жетву; само у Бенгалу, који је подељен између Индије и Пакистана (1947. год.), умрло је од глади 1945. године 3,2 милиона људи (*95*, 553—555). Катастрофалне поплаве и катастрофалне суше прате човечанство од његовог постанка. Зато је сасвим природно што је од давнина било покушаја да се објасне појаве у атмосфери, толико значајне у животу људи.

Прва систематска осматрања најважнијих атмосферских појава вршили су још Вавилоњани — пре више од шест хиљада година. Египћани и Грци су приступили томе касније; поуздано се зна да су они располагали направама за мерење брзине и правца ветра, сличне савременом ветроказу, као и да су мерили количину падавина. У римској империји вођене су прилично исцрпне белешке о времену и његовим променама (*43*, 6). Ипак, требало је да прође још много векова, док проматрања неких атмосферских појава нису добила научну основу. Први корак у том правцу учинио је Г. Галилеи 1597. године, када је конструисао термометар, а затим је Торичели 1643. године конструисао барометар. Касније су конструисани и други инструменти, што је омогућило инструментална мерења у проучавању неких атмосферских појава. Дотадашње скоро искључиво квалитетне карактеристике некојих појава, замењене су или допуњене и њиховим квантитетним особеностима.

Најстарија инструментална проматрања започета су у Фиренци 1654. године, а потом у Паризу од 1658. године, у Лондону од 1666. године, на западној обали Африке од 1682. године, у Кини од 1698. године, у Петербургу (Лењинград) од 1724. године итд. Треба напоменути да су прва инструментална проматрања и мерења атмосферских појава била нередовна, краткотрајна, а осматрачи недовољно обучени. Касније се томе приступало организованије. В. Беринг ствара 1733. године прву *мрежу метеоролошких станица*. Манхајмско метеоролошко друштво организује 1780. године мрежу са 39 станица, а затим се оне оснивају и у другим цивилизованим земљама: 1847. у Немачкој, 1849. у Русији, 1851. у Аустрији (овом је био обухваћен и северозападни део наше земље), 1854. у Енглеској, 1855. у Француској итд. (*26*, 6).

У нашој земљи најстарија инструментална проматрања метеоролошких појава започета су у Београду 1851. године. Проматрања је водио професор Велике школе у Београду В. Јакшић, који у публикацији »Statistique de Serbie« за 1857. годину објављује резултате својих проматрања за период 1851—1856. У Загребу су проматрања започета 1853. године, али су била нередовна. Беспрекидни низ мотрења метеоролошких појава у Загребу (Грич) постоји од 1. децембра 1861. године, која је током 30 година водио професор И. Стожир (*85*, 41). На територији Босне и Херцеговине редовна осматрања метеоролошких појава организовала је

окупациона аустријска војска 1879. године, када су основане станице у Сарајеву, Тузли и Мостару. Три године касније проматрања су преузеле грађанске власти, које 1894. године оснивају метеоролошку станицу на Бјелашници (2.067 м). У осталим крајевима наше земље (у Црној Гори, на Косову и Метохији и у Македонији) инструментална проматрања метеоролошких појава започета су касније — у многим местима тек после I светског рата (*85*, 42). Сада метеоролошка проматрања на територији СФРЈ води Савезни хидрометеоролошки завод преко републичких завода.

Скоро све метеоролошке станице леже на мањим надморским висинама, те су њихова проматрања везана за *ниже слојеве атмосфере.* Али, појединци су обраћали пажњу и проучавању *виших слојева атмосфере:* Перие (Perier) мери ваздушни притисак од Клермон Ферана до врха Пи д Дом (Puy de Dome), високог 1.465 m, већ 1649. Касније, 1788. године, Сосир (Saussire) мери температуру ваздуха и ваздушни притисак на разним висинама Мон Блана. Та и слична каснија проматрања метеоролошких појава везана су за проучавање атмосфере у планинама. Међутим, проучавање *виших слојева слободне атмосфере* започео је 30. јуна 1804. год. руски академик Ј. Д. Захаров; летећи у ваздушном балону он је, заједно са аеронаутом Белгијанцем Робертсоном, мерио температуру и ваздушни притисак. Ваздушни балон је тада достигао висину од 2.480 m, што се у оно доба сматрало невероватним подвигом. Касније су то чинили и други научници; познати француски физичар Геј-Лисак (Guey Lussac) достигао је у првом лету висину од 3.900, а у другом 7.000 m; Глешер и Коксвел (Glecher i Koxwell) успели су 1862. год. да се издигну до висине од 8.400 m, али су оба Енглеза једва остали у животу од гушења, јер им се покварио апарат са кисеоником. Међутим, француски аеронаути Сивел (Sivelle) и Кроче-Спинели (Crotchée-Spinelli) у жељи да достигну још већу висину доживели су катастрофу и погинули управо због квара апарата са кисеоником.

Такви удеси и катастрофе принудили су научнике да упоредо са развојем ваздухопловства траже нове методе проучавања атмосфере, не ризикујући при томе животе. Зато се дошло до идеје о привезивању ваздушних балона и ваздушних змајева, који су достизали до одређене висине, носећи инструменте, а затим су помоћу конопаца враћани на земљу. Тако је сакупљен материјал о особинама атмосфере до висине од 4—5 km.

Пред крај прошлог века почиње примена мањих ваздушних балона од еластичне гуме. Напуњени водоником, знатно лакшим од ваздуха, такви балони су се издизали до стратосфере носећи под собом привезан *метеорограф*[1] — апарат који је убележавао за све време лета промене температуре ваздуха, његов притисак и влажност. Захваљујући употреби метеорографа, пред I светски рат били су већ добро познати грађа и особине атмосфере до висине од 12 km.

Између два рата почела је примена *радио-сонди*[2], које су окачене за балоне испуњене водоником достизале нешто више од 20 km изнад Земљине површине. После II светског рата радио-сонде су достизале висину у појединим случајевима до 32—34 km. Последњих година уместо еластичне гуме балони се граде од полиетилена. То је омогућило да радио-сонде сада достижу знатно већу висину — до 40—45 km

---

[1] Од грч. metéoros — над земљом, у ваздуху; од грч. graphein — писати. У балону од еластичне гуме са запремином од 5 m^3, налази се мали балон. Када већи прсне на висини, он служи као падобран метеорографу. Док метеорограф лежи на земљи, балон лебди на висини од 2—3 m, показујући место пада апарата. Нађени метеорограф се може поново употребити.

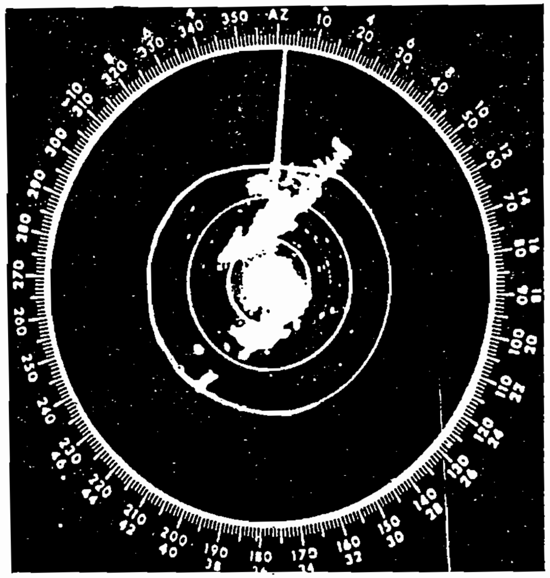
[2] Од фран. sonder — испитати, истражити; радио-сонда — апарат за проучавање атмосферских појава уз помоћ радија. Мали емисиони апарат из радио-сонде шаље за цело време лета балона податке о температури, притиску и влажности ваздуха, док се по кретању балона са земље може утврдити правац и брзина ветра на одговарајућим висинама.

изнад Земљине површине, односно да обухвате мерењима тропосферу и скоро целу стратосферу.

За проучавање физичких процеса у стратосфери користе се и специјалне *озоно-сонде* — за мерење садржине (количине) озона, док се *актинометријске радио-сонде* користе за проучавање биланса зрачне енергије при различитим временским условима.

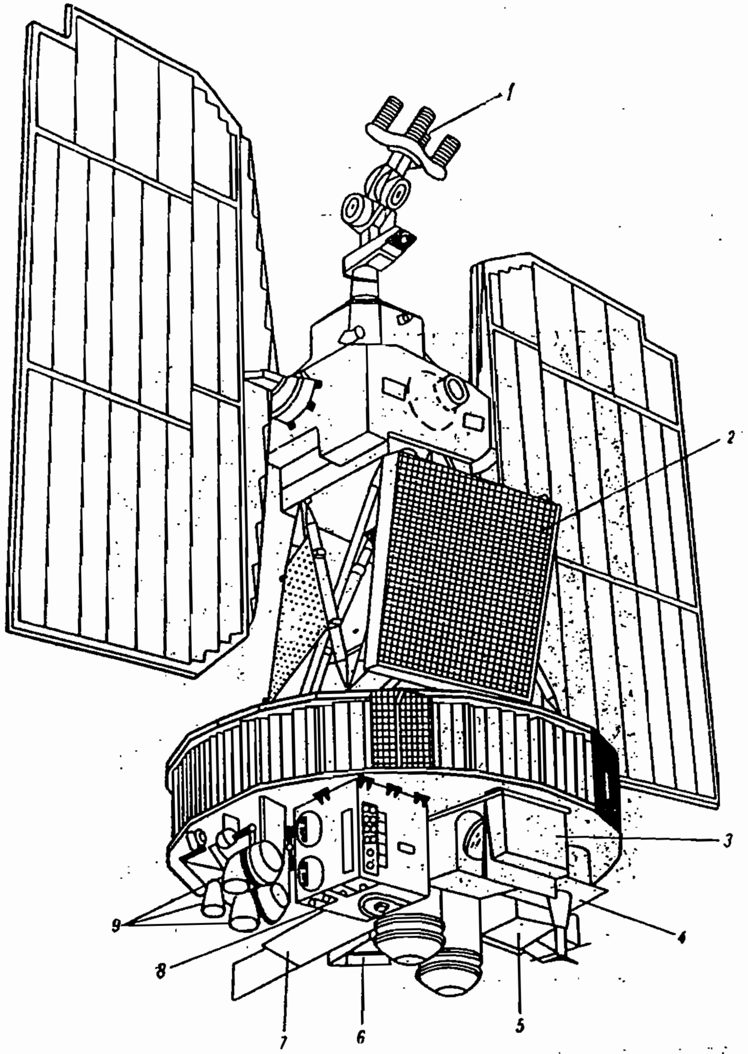
После II светског рата за проучавање атмосфере користе се и сасвим нова средства: радар, ракете и вештачки сателити.

Примена радара у проучавању атмосферских појава заснива се на својству одбијања радио-таласа од крупних водених капљица и ледених честица, које се налазе у облаку или у зони са падавинама. Одбијене радио-таласе прихвата врло осетљиви пријемник радара. На његовом екрану виде се беле светле мрље (сл. 3), које показују крај у којем се излучују падавине. На екранима метеоролошких радара, какви се користе у Француској, може се поуздано утврдити појава облака и падавина у зони која има пречник до 200 km, док је домет таквих радара у САД знатно већи — до 400 km.



Сл. 3 — Екран метеоролошког радара — беле мрље представљају облаке; облаци са правцем пружања А=35° представљају хладни ваздушни фронт са кумулусима који се налазе скоро на правој линији

Ракете се користе за проучавање виших слојева атмосфера, нарочито термосфере. Специјалне ракете достижу висину до 500 km изнад Земљине површине. На највишој тачки путање из ракета се избацују инструменти, који неоштећени доспеју до земље помоћу падобрана.



Сл. 4 — Опрема метеоролошког сателита типа „Нимбус - 6“ који облеће Земљу за 107,3 минута по кружној квазиполарној орбити на висини од 1100 km: 1 — радиометри за мерење сунчеве константе, 2 — микро- таласни радиометар са електричним скенирањем, 3 — IC радиометар за одређивање вертикалних профила температуре и влажности, 4 — апаратура пријема и предаје података аутоматских станица на Земљи, 5 — IC сондажни апарат велике тачности за одређивање вертикалних профила температуре и влажности у тропосфери и стратосфери, 6 — радиометар са модулацијом притиска, 7 — радиометар угаоног скани- рања, 8 — предајник радијационог биланса, 9 — микроталасни спек- трометар за сондирање нижих слојева атмосфере (по К. Ја. Кон- дратјеву)

Том приликом инструменти аутоматски бележе температуру ваздуха, његов састав, притисак, влажност итд. Незгодна страна проучавања атмосфере помоћу ракета је кратко трајање осматрања атмосферских појава.

Метеоролошки сателити се примењују од 1959. године. Запаженији успеси постигнути су 1960. године, када су лансирани први метеоролошки сателити типа *„Тајрос“* (Tiros). За 15 протеклих година стечено је огромно искуство и знатно побољшана како апаратура на сателитима (сл. 4), тако и методологија искоришћавања њихових информација.

Према висини орбите метеоролошки сателити се деле на три групе. Првој групи припадају совјетски сателити из серије *„Космос“*, који лете по кружним путањама на просечној висини од 600 km. Другој групи припадају амерички метеоролошки сателити серије *„Нимбус“* (Nimbus) и *„Еса“* (ESSA — Enviroment Survey Satellite) и до недавно употребљавани сателити типа *„Тајрос“* (Television and Infra Red Observation Satellite); они лете по елиптичним путањама и на висини од 1.000 до 1.400 km. Трећој групи припадају амерички сателити из серије „АТС“ (Applications Technological Satellite) и совјетски „Муња“; то су тзв. геосинхрони или „стационарни“ сателити, који се крећу изнад екватора од запада ка истоку и истом угловном брзином коју има Земља; због тога они изгледају као да „лебде“ на висинама од 35.800 до 36.000 km изнад Земље. Мада трећа група сателита има друге намене, поједини снимци се користе и у метеоролошке сврхе. Сви садашњи метеоролошки сателити, како совјетски тако и амерички, облећу Земљу од полова ка екватору (секући га под скоро правим углом); раније коришћени сателити типа „Тајрос“ летели су око екватора, пресецајући га под углом од 50—60°, па су тако снимали Земљину површину само између 65° N и 65° S, те су зато поларне области остајале ван домашаја камера (*55; 80*, 42—43).

Метеоролошки сателити типа „Еса“ у току обданице снимају Земљину површину камерама за видљиви део Сунчевог спектра. Сваки снимак обухвата простор величине 2.450×2.450 km и са квалитетом да се тек објекти већи од 3 km могу да распознају (*80*, 44). У току ноћи аутоматски се искључује камера за дневно снимање, а укључују уређаји за инфрацрвену технику снимања. Они у суштини примају за око невидљиве дуготаласне зраке, које израчују сви објекти на Земљиној површини. Пошто су им температуре различите, то су им таласне дужине зракова неједнаке, а уређаји на сателиту то прихватају и претварају у видљиву слику. На тај начин се виде контуре обала и мере температуре мора и копна, површина покривених снегом, голог тла, облака итд.

Квалитет фотографија метеоролошких сателита (сл. 5) је слабији од оних које снимају космонаути из космичких бродова. Међутим, људи се задржавају неколико дана до неколико седмица у Космосу, а сателити најмање 5—6 година, шаљући сваки годишње око 32.000 фотографија. С обзиром да у Космосу истовремено мора да буде најмање 3—4 метеоролошка сателита у исправном стању, онда СССР и САД приме од својих сателита годишње просечно по 96.000 до 128.000 снимака. Они се све успешније користе за *прогнозе времена*, јер сваком

Сл. 5 — Снимак система облака изнад северне и западне Европе и северозападне Африке из метеоролошког сателита — детаљ (Rhode und Schwarz)

систему облака, који приказују сателитски снимци, одговара *одређени тип времена.*

Посебан значај за проучавање атмосферских појава у тропосфери и нижим слојевима стратосфере имају специјални *авиони*, тзв. *„летеће лабораторије"*. Узлећу једном, а каткад и два пута дневно, ради прикупљања потребних података о условима летења у одређеним правцима и на одређеним висинама. Унутрашњост оваквих авиона пуна је разних метеоролошких инструмената, док је на крилима причвршћен метеорограф, термометар и мали модел авиона, који служи за проучавање услова залеђивања крила и трупа авиона при лету кроз облаке. „Летеће лабораторије" располажу специјалним радарима. Поред пилота у њима се налази и група метеоролога, који за цело време лета (траје обично 2—3 часа) врше метеоролошка проматрања. По повратку на аеродром они дају пилотима путничких авиона извештај о најпогоднијој висини летења на појединим линијама авионског саобраћаја, како би се искористиле погодности млазних или струјних успутних ветрова, а смањио утицај супротних ветрова на лет, затим просторне структуре облака, динамике летења у стратосфери, могућности залеђивања крила и трупа итд.

Најзад, проучавање виших слојева атмосфере врши се и помоћу огромних ваздушних балона испуњених водоником или хелиумом. Они дижу до висине од 34 km (1958. год.) херметички затворену кабину у којој се налазе научници. С обзиром да се помоћу оваквих балона проучава углавном стратосфера они су названи *стратостати.*[3]

Проучавањем атмосфере баве се исцрпно две науке — *метеорологија*[4] и *климатологија.*[5] Прва припада групи геофизичких, а друга групи географских дисциплина.

2. МЕТЕОРОЛОГИЈА

Метеорологија је наука о атмосфери. Задатак јој је да утврди законе по којима се јављају атмосферске појаве и процеси и установи њихове узајамне везе. Сврха или циљ метеорологије јесте примена њених резултата проучавања у појединим гранама народне привреде. Метеорологија се служи физичко-математичким методама проучавања. Она је ф и з и к а а т м о с ф е р е.

Прву метеорологију, под називом „Ta meteora", написао је А р и с т о т е л (у IV веку пре наше ере). Као део физике почела се развијати у XVII веку — после проналаска инструмената за мерење температуре и притиска ваздуха. Као геофизичка дисциплина метеорологија се развија од друге половине XVIII века, тј. после организовања првих мрежа метеоролошких станица.

Савремена метеорологија представља врло развијену науку, која обухвата више посебних дисциплина. Такве су: *општа метеорологија*,

---

[3] Од лат. stratus — слој; од лат. sto — стајати, бити где, тј. ваздушни балон који лебди у стратосфери.

[4] Од грч. metéoros — над земљом, у ваздуху и logos — наука, закон.

[5] Од грч. klíma — нагиб (односно упадни угао Сунчевих зракова) и logos наука, закон.

актинометрија, динамичка метеорологија, теоријска метеорологија, синоптичка метеорологија, аерологија, атмосферска оптика, атмосферска акустика, атмосферски електрицитет и др. Према групама корисника она се дели на следеће дисциплине *примењене метеорологије: поморска метеорологија, авиациона метеорологија, грађевинска метеорологија, пољопривредна метеорологија, медицинска метеорологија* и др. У новије време говори се све чешће о *физичкој метеорологији* са њеном поделом на *физику приземног слоја, физику пограничног слоја, физику слободне атмосфере, физику стратосфере, физику мезосфере и физику термосфере.*

Општа метеорологија проучава физичко стање атмосфере, тј. њену температуру, ваздушни притисак, ветрове, влажност ваздуха и испаравање, облачност и трајање Сунчевог сијања, падавине и снежни покривач, електричне, оптичке и акустичке појаве, дакле, *метеоролошке елементе*. Њихове вредности и промене условљавају одређени тип времена у тренутку проматрања вредности метеоролошких елемената (као и неких *метеоролошких појава* — образовање облака, магле, росе, слане итд.).

Општа метеорологија представља у основи наставну дисциплину. Без њеног познавања не може се схватити процес образовања времена и смена његових типова. Стога се она излаже у скраћеном обиму у првом делу ове књиге. У даљем излагању говориће се делимично и о предмету проучавања осталих метеоролошких дисциплина, али је потребно да то и овде истакнемо.

Актинометрија (или **актинологија**)[6] проучава зрачење Сунца, Земље и њене атмосфере и преображај зрачне енергије у атмосфери. **Динамичка метеорологија**[7] проучава кретања атмосфере и с њима повезане преображаје енергије у атмосфери. Њој је блиска **синоптичка метеорологија**[8], која изучава кретања ваздушних маса, образовање времена и даје његову прогнозу за краћи (24—48 часова) или дужи (неколико дана) период. Дуже временске прогнозе — 3 до 6 месеци — нису поуздане, па се стога нерадо дају. **Теоријска метеорологија** решава многе проблеме метеорологије, служећи се претежно физичко-математичким методама; понекад је изједначују са динамичком метеорологијом, мада је прва шира од друге (74, 512). **Аерологија**[9] је метеорологија виших слојева атмосфере. Она постаје све значајнија за постојећи авионски и будући интерпланетарни саобраћај.

Предмет проучавања осталих метеоролошких дисциплина, међу њима и примењених, јасан је из њихових назива.

3. КЛИМАТОЛОГИЈА

Климатологија проучава вишегодишњи режим типова времена, тј. климу или поднебље одређеног места, неке територије, као и целе Земљине површине. Задатак јој је да објасни услове под којима се образују различита поднебља на Земљиној површини, да проучава њихов утицај на мртву и живу природу наше планете, као и да утврди промене климе у ближој и даљој прошлости. Сврха или циљ климатологије је да својим резултатима проучавања поднебља помогне у решавању разноликих проблема појединих грана народне привреде. Климатологија се служи статистичким методама проучавања. Она је својеврсна **географија тропосфере**.

Прва климатолошка запажања потичу још од Херодота (из VI века пре наше ере). Њеном развоју су допринела инструментална мерења неких метеоролошких елемената, започета у XVII веку. Све до краја XVIII века она није издвајана у посебну научну дисциплину, него је сматрана за део метеорологије. За почетак савремене климатологије узима се 1817. година, када је познати немачки природњак А. Хумболт (1769—1859) израдио прву карту годишњих изотерми[10] на Земљиној површини.

Савремена климатологија представља развијену научну дисциплину, која је у најужој вези са физичком географијом, хидрологијом, биологијом и другим природним дисциплинама. Она се дели на општу климатологију и низ примењених климатологија.

Општа климатологија (или **генетска климатологија**) проучава различита поднебља на Земљиној површини, објашњавајући при томе и начине њиховог образовања. Према предмету, а делимично и методама проучавања, општа климатологија се дели на пет ужих, посебних дисциплина; то су: климатологија топлотног биланса, синоптичка или динамичка климатологија, теоријска климатологија, микроклиматологија и палеоклиматологија.

Климатологија топлотног биланса проучава биланс (приход и расход) топлоте на Земљиној површини и у атмосфери, као енергетске основе свих оних процеса који утичу на образовање одређеног типа поднебља. Она се служи подацима осматрања актинометријских станица[11]. **Синоптичка** или **динамичка климатологија** проучава улогу опште циркулације атмосфере у образовању поднебља. У ту сврху она се користи подацима метеоролошких проматрања, архивом синоптичких карата и другим подацима. **Теоријска климатологија** се налази тек у почетном стадијуму развоја. Она се користи математичким методама, да би прорачунала неке елементе климе нпр. температуру ваздуха, ваздушни притисак и др. (полазећи при томе од општих својстава атмосферских циркулација и чинилаца који утичу на образовање поднебља. **Микроклиматологија**[12] проучава поднебље малих реона и узроке њихових разлика са климом околних већих области, као и климу приземног слоја ваздуха (нижег од 2 m). Она се служи подацима не само сталних метеоролошких станица, него и повремених маршрутних микроклиматских осматрања. **Палеоклиматологија**[13] изучава промене климата у прошлости и узроке који су изазвали измене, користећи

[6] Од грч. aktis — зрак и metron — мера, односно logos — наука, закон.
[7] Од грч. dinamis — сила; овде у смислу узрока кретања у атмосфери.
[8] Од грч. syn — са, скупа и optomai — видим, тј. видим (све) скупа (на синоптичкој карти).
[9] Од грч. aer — ваздух и logos — наука, закон.

[10] Од грч. isos — једнак и therme — топлота; линија која спаја места једнаких температура.
[11] Од грч. aktis — зрак и metron — мера; станице на којима се уз помоћ специјалних инструмената мери интензитет Сунчевог зрачења.
[12] Од грч. mikros — мали, klima — нагиб и logos — наука, закон.
[13] Од грч. palaios — стар, klima — нагиб и logos — наука, закон.

се при томе подацима астрономије, историјске геологије, палеогеографије, археологије, као и подацима из летописа.

Примењене климатолошке дисциплине проучавају утицај поднебља на човека, на живи свет, на различите људске делатности и објекте створене руком човека. У примењене климатолошке дисциплине убрајају се: **биоклиматологија**[14], **терапијска климатологија**[15] која је у најужој вези са *медицинском географијом*[16], **туристичка климатологија**[17], **авиациона климатологија, поморска климатологија, агроклиматологија**[18], **индустријска климатологија**[19] и др. Предмет проучавања примењених климатологија јасан је већ из њихових назива.

Комплексна климатологија[20] проучава поднебље као р е ж и м т и п о в а в р е м е н а. Њен развој је везан за име совјетског климатолога Е. Е. Ф е д о р о в а, који је 1925. године објавио рад под називом „Поднебље као скуп времêна". Комплексна климатологија се развила само за пет деценија. Она има веома велики значај, јер је по методама рада и резултатима проучавања у најужој вези са метеорологијом, општом климатологијом и примењеним климатолошким дисциплинама. Она стиче сви више присталица, тако да се из године у годину повећава број студија из комплексне климатологије.

Треба напоменути да метеоролози сматрају климатологију за једну од метеоролошких дисциплина. То је тачно само ако би била реч о *методама проучавања* појединих појава, док је она по свом *предмету проучавања* једна од главних физичко-географских дисциплина.

Климатологија и њено место у систему географских наука. — Развоју климатологије допринели су пре свега географи, а затим метеоролози, физичари, лекари, биолози, агрономи... Отуда и разлике у мишљењима када је у питању положај климатологије у систему наука: да ли је она географска или физичка односно геофизичка дисциплина?

Полазећи од несумњиво великог доприноса, који су дали развоју климатологије, метеоролози и геофизичари су сагласни да она припада метеоролошким односно, у ширем смислу, геофизичким наукама. Познати аустријски метеоролог Хан (Hann) истакао је још 1883. год. да је климатологија „део метеорологије", док је Гинтер (Günter) указао 1904. год. да је она „грана геофизике". Немачки метеоролог и климатолог Кепен (Köppen) сматра 1923. год. да је климатологија „самостална грана науке". Немачки географ Лаутензах (Lautensach) додаје 1940. год. да се климатологија налази на „додиру" метеорологије и географије.

---

[14] Од грч. bios — живот, klima — нагиб и logos — наука, закон.

[15] Од лат. therapia — лечење, употреба мера и средстава за сузбијање неке болести, у овом случају одређених временских и климатских услова.

[16] Од лат. medicina — лекарство, лек; медицинска географија је медицинско-географска дисциплина, која проучава природне и друштвено-економске одлике појединих области и њихов комплексни утицај на здравље становништва, појаву и ширење одређених болести на Земљиној површини.

[17] Од франц. tourisme — кружење; у савременом смислу путовање у сврху освежавања, разоноде и образовања.

[18] Од лат. agrarius — пољски, који се односи на поље.

[19] Од лат. industria — радиност; сада стројна прерада добара.

[20] Од лат. complexus — сложен; стање које обухвата све елементе неке појаве.

Супротно мишљење имају географи, нарочито совјетски, који климатологију сврставају у систем географских наука. Совјетски метеоролог Хромов иде чак толико далеко да 1949. год. и синоптичку метеорологију уврштује у географске науке. Али треба напоменути да совјетски климатолози Алисов и Полтараус указују 1974. год. „да је климатологија најуже повезана са географијом и у многоме се користи њеним методама, али је она истовремено део метеорологије..."

Толике разлике у разматрању места климатологије у систему наука изазивају и сада несугласице међу метеоролозима и географима. Метеоролози наглашавају да су извесне климатске појаве, изражене у променљивости типова времена на одређеној територији, у многоме зависне од процеса у вишим слојевима тропосфере и више стратосфере, које су од увек биле предмет проучавања геофизичара односно метеоролога. Они указују да се климатологија у проучавању извесних појава и процеса служи математичким и физичким методама, па стога не може припадати систему географских наука.

Географи нису никада оспоравали чињеницу да је Сунчево зра-
чење најважнији климатски елемент и да је радијација била искључи-
во предмет проучавања геофизичара, односно физичара и метеороло-
га. Осматрања метеоролошких појава и процеса обављају метеоролози,
а резултате осматрања и мерења објављују метеоролошке институције.
Ипак то не значи да је клима предмет проучавања метеоролога (не
оспорава им се право да учествују у томе) и да је климатологија ме-
теоролошка дисциплина. Наиме, неоспорна је чињеница да је *клима,
схваћена као режим типова времена над одређеном територијом, нај-
значајнија компонента географске средине и њен интегрални део.*
Клима даје одређена обележја географској средини, али такође и за-
виси од ње, модификује се од места до места у зависности од климат-
ских фактора: географске ширине и дужине, распореда копна и мора
на Земљиној површини, праваца кретања хладних и топлих морских
струја, рељефа земљишта — његове надморске висине и експозиције,
врсте подлоге итд. Полазећи од чињенице да географску средину проу-
чавају пре свега географи, логично је да је и клима предмет географ-
ских проучавања.

Нека наука има право да се назове науком само онда ако има *свој
предмет проучавања*. При томе она може да се служи методама дру-
гих наука — физике, хемије итд. и да се користи математичким апа-
ратом. Климатологија има сопствени предмет проучавања — *климу,
једну од четири компоненте географске средине* (поред климе још ре-
љеф, воде и живи свет). Због тога се она убраја у географске науке и
уз геоморфологију, хидрологију (хидрогеографију) и биогеографију
сачињава једну од четири главне физичко-географске дисциплине.

КЛИМАТСКИ ЕЛЕМЕНТИ

1. КЛИМАТСКИ ЕЛЕМЕНТИ И КЛИМАТСКИ ФАКТОРИ

Клима, схваћено као режим типова времена, зависи од *комплекса појава*, које се сврставају у две групе; прву чине *климатски елементи*, а другу *климатски фактори или чиниоци*.

Климатски елементи[1] имају врло променљиве вредности, јер су у основи зависни од низа појава и процеса у атмосфери. Због тога су за климатологију значајне њихове *средње и екстремне вредности* запажене у одређеном периоду. Најзначајнији климатски елементи су:

1. радијација (краткоталасно и дуготаласно зрачење)
2. температура ваздуха и површине Земље
3. ваздушни притисак
4. правац и брзина ветра
5. влажност ваздуха и величина испаравања
6. облачност и трајање Сунчевог сијања
7. падавине
8. снежни покривач

Наведеним климатским елементима могли би се придодати и други, мање значајни: електрицитет у ваздуху, садржај аеросола у ваздуху и др.

Климатски фактори[2] **или чиниоци** су практично непроменљиви. Најзначајнији су:

1. Земљина ротација
2. Земљина револуција
3. географска ширина
4. географска дужина
5. распоред копна и мора на Земљиној површини
6. надморска висина
7. рељеф земљишта — његова експозиција[3] према Сунцу у току дана и године
8. врста подлоге — вода, снег, лед, разни типови тла и стена итд.
9. биљни покривач — шума, њена врста и просечна старост стабала, травни покривач и његова врста, голо тле итд.

Овим климатским факторима, који су стални или се мењају веома споро, треба додати још два врло значајна али променљива чиниоца: *атмосферску циркулацију уз смену и преображај ваздушних маса и*

[1] Од лат. elemente — основна знања, почеци, елементи.
[2] Од лат. faktor — чинилац, творац.
[3] Од лат. expositio — излагање.

делатност људског друштва (промена биљног покривача, подизање шумских заштитних појасева, изградња великих вештачких језера, изградња великих насеља итд.).

Климатски фактори мењају под одређеним условима средње вредности климатских елемената до њихових максималних и минималних величина. Они су, према томе, не само *модификатори*[3a] климатских елемената него и саме климе.

У овом поглављу изложиће се основни подаци о климатским елементима, док ће се утицај климатских чиниоца излагати посредно, на примерима, у поглављима о времену и клими.

I. РАДИЈАЦИЈА — ЗРАЧНА ЕНЕРГИЈА У АТМОСФЕРИ

Све појаве на Земљиној површини развијају се под непрекидним деловањем две супротне групе процеса. Прву групу сачињавају процеси који настају под утицајем *топлотне енергије из Земљине унутрашњости*, па се зато називају *унутрашњи или ендогени*.[4] Тим процесима настају вулканске појаве и разнолика кретања Земљине коре; њима је обухваћена литосфера. Другу групу чине процеси који постају под утицајем *зрачне енергије Сунца*, па се они називају *спољашни или егзогени* процеси; ови процеси су значајни за појаве у осталим сферама: у атмосфери, хидросфери и биосфери, а посредно и у површинском делу литосфере. Према томе, *разноврсне појаве и процеси у природи наше планете настају под утицајем топлотне енергије коју одају Земља и Сунце.*

За појаве и процесе у атмосфери, који су предмет проучавања метеорологије и климатологије, неупоредиво је значајнији утицај Сунчеве зрачне енергије.

2. СУНЦЕ КАО ИЗВОР ЕНЕРГИЈЕ

Све звезде у Космосу могу се сврстати по величини у две групе: прву сачињавају тзв. *гиганти*[5], звезде са малом густином и великим масама, а другу *патуљци*, звезде са мањим масама али са знатно већом густином. Сунце спада у групу патуљастих звезда: његов пречник је, нпр. 250 пута мањи од пречника гигантске звезде Бетелжеза у сазвежђу Ориона, док је запремина звезде Антареса 90 милиона пута већа од Сунчеве запремине!

У поређењу са члановима свог система Сунце је огромних размера. Његов пречник (1,390.600 km) је 109 пута већи од Земљиног, док му је запремина 1,300.000 пута већа од Земљине! Међутим, средња густина Сунчеве масе износи само 1,4 — тачно 4 пута мање од средње густине Земљине масе (38, 6). Па ипак, Сунчева маса већа је од Земљине 331.950 пута, због чега му је сила теже 28 пута већа од Земљине силе теже.

У грађи Сунца треба разликовати: језгро, видљиву површину и атмосферу.

Сунчево језгро има у својим централним деловима материју 7 пута гушћу од живе због притисака који достижу до 100 милијарди атмосфера. Температура у језгру износи око $16 \cdot 10^6$ °C. Толико високе температуре настају *термонуклеарним процесима:* сваке секунде око 564 милиона тона водоника претвара се у 560

[3a] Од франц. modificateur — преиначивач.
[4] Од грч. endon — унутра и грч. genos — порекло.
[5] Од грч. gigas — голем, веома велик.

милиона тона хелиума, при чему се ослобађа огромна количина енергије 3,6 · 10[28]W, тј. 10[27] kWh). Она се преноси ка вишим слојевима Сунца — ка његовој површини, атмосфери и зрачењем по Космосу.

Због израчивања топлоте Сунчева маса се смањује дневно за 344 милијарди тона. Ипак, оно располаже огромном масом, довољном за његово зрачење још најмање 6—8 милијарди година.

Фотосфера[6] је видљиви део Сунчеве површине. Она се састоји од усијаних гасова чија је температура око 6.000°C. Фотосфера има зрнасту грађу: на њеној површини запажа се безброј издужних светлих зрна — *гранула*[7], чији пречник достиже до 2.000 km. Оне представљају неку врсту „облака“ од усијаних гасова (температура око 5.700°C), који „пливају“ по Сунчевој површини. Стварају се беспрекидно и распадају брже од облака у Земљиној атмосфери — постоје само по неколико минута. Сем гранула у горњим слојевима фотосфере појављују се мањи светли облици — *буктиње* или *факуле*[8]. Оне се изразито запажају по нешто тамнијим ивицама Сунчевог диска. Састоје се од гасова у облику облака, а температура им је, по проучавању астронома у Пулкову, виша за свега 100°C од суседних слојева (*21*, 298).

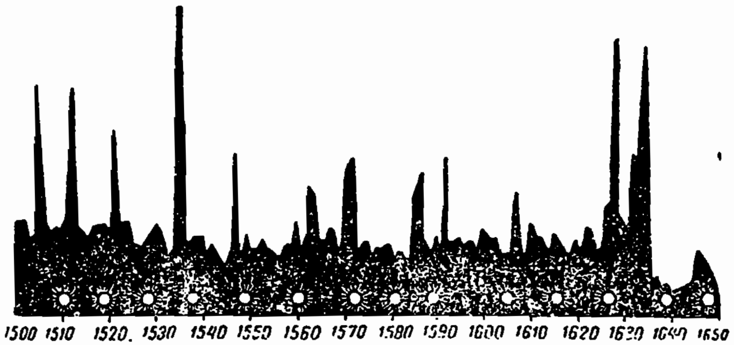
Посебан несталан облик у фотосфери представљају тамније мрље — *Сунчеве пеге*. То су у ствари удубљења у фотосфери. Њихов најтамнији део назива се *сенка пега*, а светлија ивица *полусенка*. Гасови у унутрашњости пега имају температуру око 4.500°C (*19*, 299), те сјаје мањом светлошћу од суседних усијаних маса. Пеге се најчешће јављају у групама. Њихов век трајања износи 2—3 месеца, али је било и таквих које су трајале само неколико часова, а у неким случајевима и дуже од једне године. Пречник пега креће се од 1.000 до 100.000 km. Раније се сматрало да су оне охлађени и стврднути делови фотосфере. Отуда су проистекле и неке хипотезе да ће живот на Земљи замрети под ледом, који ће је покрити када се Сунце охлади.

На основу 200-годишњег проматрања установљено је да број пега на Сунцу подлеже периодичним променама са циклусом од 11,1 година: најпре се, у периоду који траје 4,6 године, њихов број повећава, а затим се следећих 6,5 година смањује. Узроци њиховог периодичног појављивања још нису објашњени.

Постојање Сунчевих пега је значајно за многе појаве на Земљи. У време максималног развитка Сунчевих пега Земља прима већу количину топлоте од просечне, број непогода у атмосфери се повећава, а магнетске буре су осетно појачане, а незгоде у радио везама каткад толике да изазивају њихов краћи прекид. У новије време утврђено је да 11-годишњи циклус развитка Сунчевих пега има велики значај и у животу људи. Установљено је да се у време њихове активности повећава број људи оболелих од леукемије[9] и инфаркта миокарда[10]. Пре пола века А. Л. Чизевски (*81*) је „доказао да су епидемије и пандемије[11] грипа, куге (сл. 6) и другог строго потчињене цикличности Сунца. Али, исто тако, са једанаестогодишњом периодичношћу, час расте, час опада температура воде светског мора, интензивност његових струја. На тај начин Сунце условљава ритмове у развитку воденог биља, коралских колонија, планктона...“

Сунчева атмосфера се састоји од три слоја. Најнижи, који се издиже до 300 km изнад фотосфере, назива се *обртни слој*. Изнад њега, до висине од 20.000 km, простире се *хромосфера*[12]. Из хромосфере често избијају огромни млазеви усијаних гасова брзином од 400 km/sec, па чак и већом; ове појаве су познате под називом *протуберанце*[13]. По хемијском саставу оне су сличне хромосфери, али имају температуру око 5.000°C. Запажене су протуберанце при којима се млаз гасова дизао до висине од 1,800.000 km изнад фотосфере (*19*, 308). Хромосферу, окружује *корона*[14], или *венац*; корона се издиже изнад фотосфере до висине од преко 2,000.000 km. Она представља најразређенији део Сунчеве атмосфере. Видљива је само за време потпуног помрачења Сунца у облику танког ружичасто-црвенкастог прстена око тамног Месечевог диска. Помоћу коронографа[15], који је 1930. године конструисао Француз Лио, корона се може посматрати сваког дана.

[6] Од грч. photos — светлост и грч. sphaira — лопта.
[7] Од лат. granum — зрно.
[8] Од лат. facula — мала буктиња.
[9] Од лат. leucemia — малигно обољење крвотворних органа, неизлечиво.
[10] Од лат. infarctus myocardii — ограничено притицање крви у срчани мишић, често узрок смрти.
[11] Епидемија која захвата веће површине, чак и неколико земаља.
[12] Од грч. chroma — боја и грч. sphaira — лопта, тј. „обојена“ (светла) лопта.
[13] Од лат. protuberare — испупчити се, отицати.
[14] Од лат. corona — венац, руб, ивица.



Сл. 6 — Веза између појава максимума Сунчевих пега (означених скицом Сунца) и епидемија куге у Аугсбургу од 1501. до 1650. године (по А. Чижевском)

Хемијски састав Сунца. — По теоријским прорачунима материја Сунчеве унутрашњости састоји се 50% од водоника, 40% од хелијума и 10% од осталих хемијских елемената. Састав Сунчеве атмосфере утврђен је помоћу спектралне анализе[16]: од 92 хемијска елемента Мендељејевог периодног система на Сунцу је откривено 66 елемената. На њему нема ниједног елемента који не постоји и на Земљи. То указује да су Сунце и Земља заједничког порекла. У процентима запремине у Сунчевој атмосфери највише су заступљени: водоник — 81.76, хелиум — 18,17, кисеоник — 0,03, манган — 0,02, азот — 0,01, силициум — 0,006, угљеник — 0,003, гвожђе — 0,0008, калциум — 0,0003 и др. Сем атома разних елемената у Сунчевој атмосфери, особито изнад његових пега, откривено је и постојање молекула угљеника, циана, водоничних једињења и других (*19*, 320).

Структура Сунчевог зрачења. — Сви процеси и појаве у Земљиној атмосфери развијају се под утицајем *Сунчевог зрачења* или *радијације*, тј. енергије којом располажу његови зраци. Они се простиру од Сунца на све стране по Космосу и Земља прима само њихов 1/2.200,000.000 део! Па ипак, за размере наше планете то је довољна количина енергије да загреје њену површину и ваздух до температуре неопходне за живот на њој.

[15] Од лат. corona — венац и грч. graphein писати.
[16] Њутн је 1655. године показао експериментом да се Сунчева светлост при пролазу кроз стаклену призму разлаже у *спектар* од више боја. Воластон (1766—1822.) је у спектру открио неколико тамних линија које се пресецају попречно (1802.). Оптичар Ј. Фраунхофер је установио око 600 таквих тамних линија (1814.). Најистакнутије је означио словима абецеде; оне су по њему и назване *Фраунхоферове линије*. Помоћу њих се утврђује хемијски састав Сунчеве површине и других звезда, као и површине планета и њихових атмосфера. Њихову појаву објаснили су Г. Кирхоф и Р. Бунзен (1895), постављајући *закон спектралне анализе*. По том закону сваки усијани гас даје спектар од неколико сјајних линија, растављених мањим тамним површинама; помоћу тих линија које су специфичне за сваки гас, утврђује се управо који је гас емитовао светлост.

Сунчеви зраци имају својство *електромагнетских таласа*, који се крећу кроз Космос брзином од 299.793 km/s. Они представљају посебан облик материје, различит од материјалних тела са којима се свакодневно сусрећемо. Проучавањем је утврђено да они имају неједнаке *таласне дужине* (λ), које се изражавају у микронима (mk).[17] Физичка својства зракова зависе од њихових таласних дужина.

Расподела зрачне енергије по таласним дужинама назива се *спектар*.

Ултраљубичасти део спектра сачињавају зраци са таласним дужинама мањим од 0,40 mk. Они су невидљиви за људско око. Имају снажно биолошко дејство на организме. Изазивају еритем (црвенило коже), а дужим деловањем и неке болести крви. Ултраљубичасти зраци са таласним дужинама од 0,24 до 0,27 mk имају снажно бактерицидно дејство (72, 548). *Инфрацрвени део спектра* сачињавају зраци са таласним дужинама већим од 0,76 mk. Они су такође невидљиви за људско око. *Видљиви део спектра* — светлост у ужем смислу — сачињавају зраци са таласним дужинама између 0,40 и 0,76 mk. Зраци са различитим таласним дужинама у поменутим границама изазивају у људском оку осећаје боја. Тако нпр. љубичастој боји одговарају зраци са таласним дужинама од 0,40 до 0,46 mk, боји небеског плаветнила од 0,46 до 0,49 mk, модрој од 0,49 до 0,50 mk ... Црвеној боји одговарају зраци са таласним дужинама од 0,62 до 0,76 mk (*64*, 62). На ултраљубичасти део спектра отпада 7%, на инфрацрвени 45% и на видљиви део спектра 48% Сунчеве зрачне енергије (74, 469).

У метеорологији је усвојена подела на *краткоталасно* и *дуготаласно зрачење*. Првом припадају зраци са таласним дужинама од 0,1 до 4 mk, а другом изнад 4 mk. Сунчева радијација припада краткоталасном зрачењу.[18] Земљина површина и атмосфера, као тела са релативно ниским температурама (вишим од апсолутне нуле, која по најновијим подацима има вредност од —273,16$\pm$0,01°, али се заокружено узима величина од —273° C) излучују зраке дугих таласа — од 4 до 100—120 mk. Њихова радијација припада дуготаласном зрачењу.

На горњој граници Земљине атмосфере сусрећу се зраци са таласним дужинама од 0,17 до 4 mk. Пролазећи кроз атмосферу, у којој наилазе на атоме и молекуле гасова, разне чврсте честице, водене капи и др., затим падајући на копнене и водене површине, ови зраци се трансформишу: њихова зрачна енергија прелази у друге облике енергије, претежно у топлотну и светлосну енергију.

Сва енергија коју атмосфера и Земљина површина примају од Сунца назива се **инсолација**[19] или **сунчево зрачење** односно **радијација**. Она се изражава у калоријама на квадратни сантиметар у минуту (cal/cm²/min).[19a]

[17] Таласне дужине се изражавају и у јединицама мањим од микрона: у милимикронима (mmk — 1/1.000 део mk) и ангстремима (Å — 1/10.000 део mk). Тако се нпр. 0,1923 mk може написати као 193 mmk или као 1923 Å.

[18] С повишавањем температуре тела максимум енергије коју оно излучује зрачењем премешта се на зраке са све краћим таласним дужинама.

[19] Од лат insolatio — Сунчево загревање.

[19a] 1 cal/cm² = 0,0697 W/cm² = 0,6976 · 10⁶ erg/cm² · s.

Сунце има још једну врсту зрачења — *корпускуларну радијацију*.[20] Она се састоји претежно од протона и електрона, које излучују активне области Сунца — нарочито његове пеге. Ове елементарне честице са позитивним и негативним електрицитетом крећу се брзином између 400 и 2000 km/s. Енергија корпускуларне радијације мања је око 10 милиона пута од *температурне радијације*[21] Сунца. Па и поред тога корпускуларна радијација је веома значајна: њеним деловањем настаје јонизација ваздуха у вишим слојевима атмосфере. Она утиче и на Земљино магнетно поље, као и на магнетне буре при којима се погоршавају па чак и прекидају радиовезе на кратким таласима. Без деловања ове радијације не би било поларне светлости. Корпускуле продиру у Земљину атмосферу до висине од 90 km изнад површине Светског мора.

3. СОЛАРНА КОНСТАНТА

Сунчева зрачна енергија мери се по њеном топлотном дејству и изражава у калоријама. *Број калорија који у једном минуту добије површина од 1 cm² управна на правац Сунчевих зракова назива се* **интензитет** *Сунчеве радијације*. Када не би било атмосфере, интензитет Сунчеве радијације на Земљиној површини износио би око 2 cal/cm²/min. Таква је његова вредност на горњој граници атмосфере.

Соларна константа[22] *представља вредност интензитета Сунчевог зрачења на горњој граници атмосфере при средњој Земљиној удаљености од Сунца.* Она није мерена директно. До њене величине долази се мерењима Сунчеве радијације на Земљиној површини, нарочито на планинским метеоролошким станицама, при различитим висинама Сунца изнад хоризонта. Затим се увођењем поправки на део инфрацрвене и ултраљубичасте радијације, које апсорбују виши слојеви атмосфере и из података мерења прорачуном долази до стварне вредности соларне константе. Али, пошто о величинама уведених поправки не постоји јединствено мишљење, то се и прорачунате вредности соларне константе разликују. Оне нису велике — у питању су разлике од свега неколико стотих делова калорије. На састанку Међународне актинометријске комисије, који је одржан у Торонту 1957. године препоручено је да се за вредност соларне константе (I_0) у току III међународне геофизичке године (1. VII 1957. до 31. XII 1958) усвоји вредност

$$I_0 = 1{,}98 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min}.$$

Највероватнија вредност соларне константе износи 2,00$\pm$0,04 cal/cm² · min. За климатолошке прорачуне усвојена је вредност од 2,00 cal/cm² · min, што у потпуности задовољава.

[20] Од лат. corpusculum — мало тело, честица.

[21] Температурна радијација — радијација свих тела са температуром изнад апсолутне нуле, одређена његовом температуром и независна од електричних, хемијских и других процеса у телу, за разлику од луминисценције, рендгенских таласа и радиоталаса. Земља прима од Сунца такву радијацију; Земљина површина и атмосфера излучују такође температурну радијацију.

[22] Од лат. solaris — сунчани и лат. constans — постојан, непроменљив.

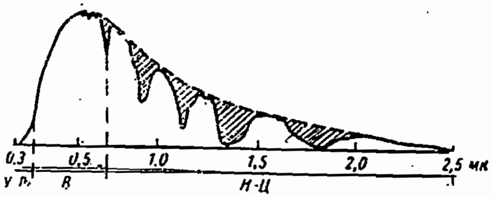
Помоћу авиона, ракета и геофизичких сателита, као и других специјалних осматрања утврђено је да је најприближнија вредност стварној величини соларне константе 1,94 cal/cm² · min.

Треба истаћи да соларна константа није константа у правом смислу речи. Она се мења у зависности од растојања између Земље и Сунца; зависна је и од броја Сунчевих пега. У јануару, када је Земља ближа Сунцу за 5 милиона километара, соларна константа већа је за 3,4%, а у јулу, када је најудаљеније од Сунца, она је за 3,5% мања од своје средње вредности. У годинама са максималним бројем Сунчевих пега она се повећава приближно за 0,04 cal/cm² · min у поређењу са годинама када је број пега минималан.

4. УТИЦАЈ АТМОСФЕРЕ НА ИНСОЛАЦИЈУ

Продирући кроз Земљину атмосферу Сунчеви зраци претрпе у њој мање промене: она их делимично апсорбује, а делимично растура.

Гасови Земљине атмосфере немају подједнаку моћ апсорбовања Сунчевих зракова. Највећи значај у овој појави има *водена пара*, концентрисана у најнижим слојевима атмосфере; она веома добро апсорбује радијацију у инфрацрвеном делу спектра. Добру апсорпциону моћ има такође и *атмосферска вода* — тј. облаци, а такође и честице прашине. *Кисеоник* слаби Сунчево зрачење у два узана појаса видљивог дела спектра и у његовом ултраљубичастом делу. *Озон* апсорбује веома много ултраљубичасти део спектра; због тога на тле и ниво Светског мора не доспевају зраци са таласима који су краћи од 0,29 mk. Овоме доприноси и *азот*, који такође апсорбује зраке из ултраљубичастог дела спектра, нарочито оне са врло кратким таласним дужинама. *Угљендиоксид* апсорбује одлично зраке из инфрацрвеног дела спектра, али је његов утицај незнатан због малог садржаја овог гаса у атмосфери. Ова појава — апсорбовање зракова одређених таласних дужина у атмосфери — назива се **селективна апсорпција**[23]. Она задржава око 15% радијације (*71*, 101). Ово је средња вредност, док њене граничне величине зависе од висине Сунца изнад хоризонта, промене количине водене паре у атмосфери, од облачности и честица прашине које лебде у ваздуху. Од ових фактора најзначајнији је висина Сунца изнад хоризонта: ако је Сунце у зениту изнад неког места његови зраци продиру кроз атмосферу при чему дужина њиховог пута одговара висини атмосфере; када се Сунце налази 30° изнад хоризонта дужина пролаза зракова кроз атмосферу одговара



Сл. 7 — Апсорпција Сунчевог зрачења воденом паром — шрафиране површине представљају апсорбовану зрачну енергију, претежно из инфрацрвеног дела спектра (по С. П. Хромову)

[23] Од лат. selectio — избор, одабирање и лат. absorbere — гутати, прогутати.

двема висинама атмосфере, док је при углу од 0°, тј. када Сунце лежи у равни хоризонта, дужина овог пута једнака висини 35,4 атмосфере (таб. 3). Управо због тога је вредност селективне апсорпције подложна великим променама у току дана. Она такође зависи и од прозрачности ваздуха, која се повећава са висином, те је стога интензитет Сунчеве радијације већи на планинама.

Таб. 3 — Смањење Сунчеве радијације као функције упадног угла његових зракова

Упадни угао Сунчевих зракова	90°	50°	30°	10°	0°
Број маса атмосфере	1,00	1,30	2,00	5,56	35,4
Величина смањења радијације у %	25	31	44	80	100

Зрачна енергија задржана селективном апсорпцијом није изгубљена. Она се претвара из зрачне у топлотну енергију. Пошто је проценат непосредно апсорбоване зрачне енергије релативно мали (15%), то је и загревање атмосфере селективном апсорпцијом веома мало.

Сунчева радијација доспева до наше планете у виду паралелних зракова.[24] Продирући кроз атмосферу зраци наилазе на молекуле гасова, слојеве са различитом густином ваздуха, сићушне капи воде и разне честице минералног и органског порекла те се одбијају од њих по правилу одбијања: упадни углови зракова према нормали једнаки су њиховим одбојним угловима. Пошто се зраци сударају са огромним бројем честица чије су површине храпаве, њихово одбијање се врши у разним правцима. Тако настаје **растурање зракова** или **дифузна рефлексија**.[25] При овој појави Сунчева радијација не прелази у топлотну енергију, већ њени зраци прелазе из праволинијског правца у друге правце; честице од којих се зраци одбијају понашају се као самостални извори зрачења.

При дифузној рефлексији врло ситне честице, мањих димензија од таласних дужина Сунчевих зракова, растурају 16 пута више љубичасте него црвене зраке спектра. Плава боја неба, коју оно има при ведром времену, потиче управо од растурених љубичастих зракова. Тада и сам ваздух стиче ту боју: удаљени предмети изгледају као да леже покривени под неким прозрачним плавичастим велом. Али, ако се зраци одбијају од крупнијих честица, већих од 1,2 mk, као што су ситне водене капи у облацима, магла и прашина, онда је њихова рефлексија подједнака без обзира на таласне дужине. Стога небо нема у таквим случајевима плаву већ сивкастобеличасту боју. Удаљени предмети изгледају као да су утонули у некој беличастој измаглици. Због овакве рефлексије и облаци на које падају Сунчеви зраци имају тада белу боју[26].

[24] Теоријски Сунчеви зраци нису паралелни. Међутим, на великим удаљеностима као што је растојање између Сунца и Земље, угао који међусобно заклапају Сунчеви зраци је толико мали, да се практично узима као и да не постоји, тј. да су зраци међусобно потпуно паралелни.

[25] Од лат. diffendere — растурати и лат. reflecto савити, окренути.

[26] Величина растурања Сунчевих светлосних зракова одређена је Релијевим (R a y l e i g h) законом, по којем је она обратно пропорционална четвртом степену таласне дужине зракова (*74*, 161).

Дифузна рефлексија има велики значај. Захваљујући овој појави дању је светло и на местима где нема директног Сунчевог зрачења, чак и када је Сунце заклоњено облацима. То показује да цела атмосфера служи дању као извор светлости.

5. ЗРАЧЕЊЕ СУНЦА И НЕБА

— Краткоталасно зрачење —

Сунчева радијација доспева до Земљине површине на два начина: први, *директним Сунчевим зрацима* и, други, у виду *растурених Сунчевих зракова*, насталих при дифузној рефлексији.

Прва радијација назива се *директно Сунчево зрачење (I)*, а друга *дифузно* или *небеско зрачење (i)*.

Збир директног и дифузног зрачења даје *глобално зрачење* (I_g), тј.

$$I_g = I + i.$$

Глобално зрачење представља укупно зрачење које прима хоризонтална површина. Али, мањи део тог зрачења, променљиве вредности (што зависи од врсте подлоге), *рефлектује се (R)* од Земљине површине и враћа у атмосферу.

Целокупно ово зрачење је *краткоталасно*; оно се креће у границама таласних дужина између 0,28 и 3 mk, те, према томе, обухвата потпуно видљиви део спектра, већи део ултраљубичастог спектра и мањи део инфрацрвеног спектра Сунчеве радијације:

Биланс краткоталасног зрачења (Q_k) може се представити овим обрасцима:

$$Q_k = I + i - R \quad \text{или} \quad Q_k = I_g - A \cdot I_g$$

где је *А албедо*[27].

Директно Сунчево зрачење траје од изласка до заласка Сунца и под условом да је небо ведро. Повећава се издизањем Сунца изнад хоризонта. Највећу вредност има око поднева. У току године нема највећу вредност лети, када у подневним часовима Сунце достиже највећу висину, већ у пролеће. Узрок томе је мала *прозрачност атмосфере*[28] у лето, када ваздух садржи велику количину водене паре и

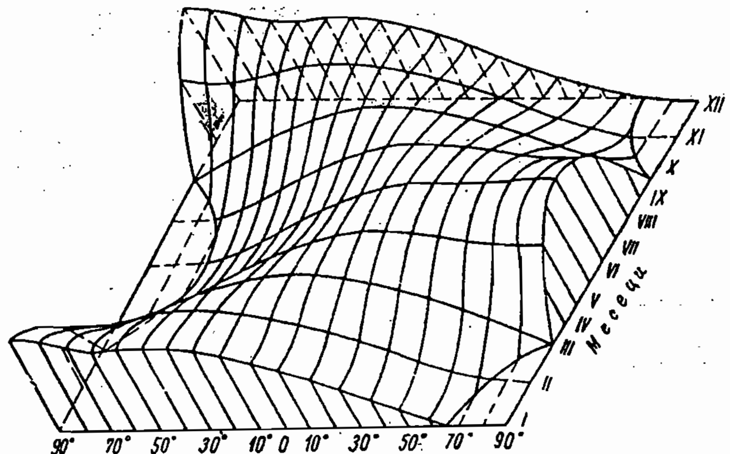
[27] Од лат. albus — бео. Албедо је број који показује колики се проценат зрачења рефлектује са површине која нема сопствену светлост. Сасвим беле површине имају албедо 100% (или 1), а потпуно црне 0% (односно 0). О албеду се исцрпније говори на стр. 41.

[28] Прозрачност атмосфере — способност атмосфере да пропушта радијацију. Одређује се *коефицијентом прозрачности атмосфере* (P), који представља однос између директног Сунчевог зрачења (I_d) које је прошло кроз атмосферу чија је маса (m) једнака 1 (при вертикалном паду зракова) и соларне константе (I_0) тј.

$$P = \frac{I_d\, m=1}{I_0}$$

Коефицијент прозрачности атмосфере у условима „идеалне атмосфере" (без водене паре и прашине у ваздуху) има средњу вредност око 0.9. Међутим, у стварним атмосферским условима и у равницама његова вредност се креће од 0,70 до 0,85; зими је већи него лети. Вредност му расте са повећавањем географске ширине због смањења количине водене паре и прашине у ваздуху: на полутару му је средња вредност 0,72 а на 75° с. ш. 0,82 (73, 109).

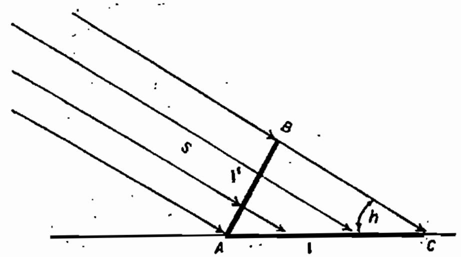
прашине. Најмању вредност директно Сунчево зрачење има зими, када и у подневним часовима Сунце лежи ниско изнад хоризонта. Без постојања атмосфере директно Сунчево зрачење имало би сасвим правилан годишњи ток (сл. 8), али је он поремећен облачношћу и променљивом прозрачношћу атмосфере.



Сл. 8 — Годишњи ток дневних сума Сунчеве радијације на горњој граници атмосфере и на разним географским ширинама. Релативна величина радијације сразмерна је удаљености кривих од хоризонталне површине (по В. М. Девису)

Интензитет директног Сунчевог зрачења (I′) одређује се по количини топлоте изражене у калоријама, која се у једном минуту апсорбује на површини од 1 cm² управној на Сунчеве зраке (сл. 9). Али, у пракси треба знати колика количина директног Сунчевог зрачења доспева не на површину која је управна на смер Сунчевих зракова, него на хоризонталну површину. Из слике је очигледно да је $I' < I$ и да се тражена вредност директног Сунчевог зрачења које падне на хоризонталну површину *(I)* добија по обрасцу

$$I = I' \cdot \sin h \ (\text{у cal/cm}^2 \cdot \text{min})$$



Сл. 9 — Директно Сунчево зрачење на управну (I′) и хоризонталну (I) површину

где је *h* висина Сунца.

Уобичајено је да се директно Сунчево зрачење на хоризонталној површини назива *инсолација* (мада овај термин има и шире значење — синоним Сунчеве радијације).

Вредност инсолације се мења са променама нагиба рељефа и са географском ширином — пропорционална је косинусу географске ширине (Л а м б е р о в з а к о н). По прорачунима С. И. С а в и н о в а (таб. 4) вредност директног Сунчевог зрачења јако се смањује под утицајем облачности: на 60° с. ш. за 60%, а на 20° с. ш. где је облачност најмања за 42%. На полутару и приекваторијалним ширинама јужне полулопте она је за 57% мања од могуће, тј. скоро исто толико као и у умереним областима (5, 25).

Т а б. 4 — Вредност директног Сунчевог зрачења на хоризонталну површину

	Северна ширина						Јужна ширина		
	60°	50°	40°	30°	20°	10°	0°	10°	20°
Сред. годишња облачност у %	61	58	50	44	42	48	56	56	49
Коефицијент прозрачности	0,800	0,775	0,750	0,725	0,700	0,700	0,700	0,700	0,700
Радијација могућа при ведром небу: у kcal/cm² год. у %	108 56	132 69	152 79	168 87	179 93	188 98	192 100	188 98	177 92
Стварна радијација: kcal/cm² год. у %	41 50	54 66	74 90	91 111	100 122	95 116	82 100	80 98	88 107
Однос стварне радијације према могућој у %	39	42	50	56	58	52	44	44	51

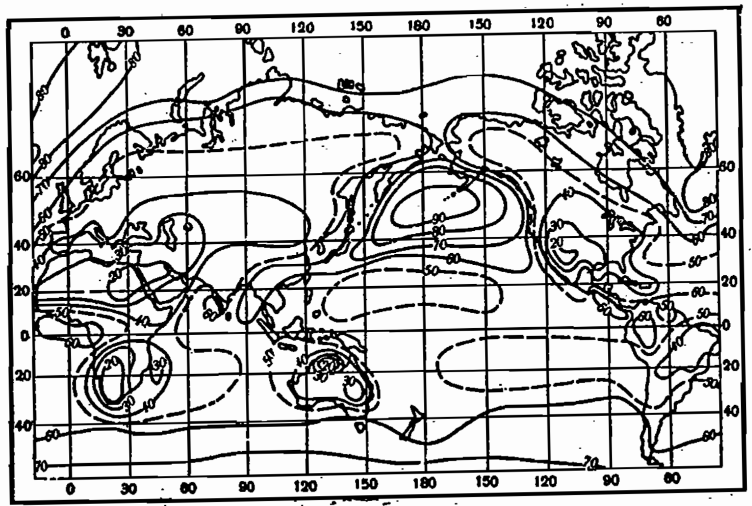
У нашим крајевима (45° с. ш.) дневна сума директног Сунчевог зрачења пред летњи солстицијум (625 cal/cm² · дан) већа је скоро 5 пута него пред зимски солстицијум (130 cal/cm² · дан), док је дневна сума овог зрачења пред јесењу равнодневицу (415 cal/cm² · дан) за 48 cal већа од дневне суме пред пролећну равнодневицу (367 cal/cm² · · дан). Истина, ове бројке су преувеличане, јер се односе на ведро небо и за равницу, у којој је хоризонт слободан (5, 10).

Дифузно (небеско) зрачење траје такође од изласка до заласка Сунца. Његов интензитет зависи од неколико чинилаца; то су: висина Сунца изнад хоризонта, прозрачност атмосфере, облачност и албедо Земљине површине.

Интензитет дифузног зрачења има исти дневни ток као и директно Сунчево зрачење; највећа му је вредност око поднева. Међутим, његов удео у глобалном зрачењу повећава се у толико више у колико се Сунце спушта према хоризонту. Смањење прозрачности атмосфере, било због садржаја прашине и других ситних честица, као и повећана облачност, повећавају интензитет дифузног зрачења. Албедо са снежне површине при тмурном небу повећава ово зрачење за 68%, а при ведром за 12% у поређењу са површинама које су без снега (4, 26). Облачност повећава интензитет дифузног зрачења за 3—4 пута у поређењу са његовом величином при ведром небу (73, 112).

Интензитет дифузног зрачења (*i*) одређује се по количини топлоте изражене у калоријама, која се у једном минуту аспорбује на хоризонталној површини од 1 cm².

Топлотни ефект дифузног зрачења мањи је од топлотног дејства директног Сунчевог зрачења. У вишим географским ширинама овај однос се мења: већи део Сунчеве зрачне енергије отпада на дифузну



Сл. 10 — Процентуални однос дифузног зрачења (i) према глобалном (I_s) у јуну (по Т. Г. Берланду)

радијацију. То очигледно показују две карте света (сл. 10 и 11) на којима је приказан процентуални однос величине дифузног зрачења према глобалном зрачењу и подаци у таб. 5.

Таб. 5 — Процентуални однос дифузне (i) према глобалној Сунчевој радијацији (I_s) за копно северне полулопте (по Б. В. Полтораусу)

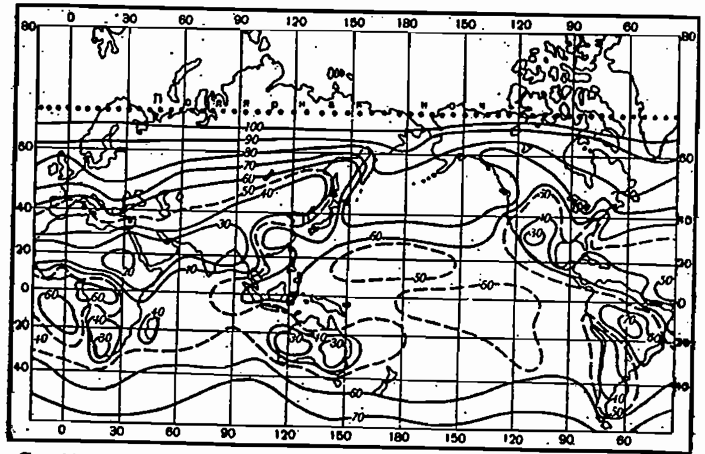
Ширинске зоне, степени	М е с е ц и												Год.
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
70—90	—	56	59	61	69	65	61	56	59	60	60	—	61
60—70	59	57	56	54	55	53	50	51	54	56	58	60	55
50—60	58	56	54	50	49	48	49	49	48	53	58	59	53
40—50	45	41	42	39	39	38	37	37	38	41	42	49	41
30—40	34	35	34	33	32	30	30	30	29	30	31	33	32
20—30	21	22	25	26	27	29	30	32	30	29	24	22	26
10—20	30	30	32	34	38	42	43	45	41	33	30	30	36
0—10	44	44	47	52	57	63	64	64	60	52	48	45	53

Области у којима је дифузно зрачење веће од директног Сунчевог зрачења $\left(\frac{i}{I} > 50\%\right)$ обухватају простране делове Земљине површине. У екваторијалној зони, вишим ширинама северне полулопте и умереним ширинама јужне полулопте, дакле у веома облачним областима, дифузно зрачење веће је од директног током целе године. Минималне вредности дифузног зрачења су у субтропским и тропским пустињама, где његов удео износи 20—30% од тоталног зрачења. Слични су услови у летњим месецима на Антарктику (*11*, 171). Треба истаћи да дифузна радијација не утиче само на загревање Земљине површине. Она повећава и интензитет осветљења: понекад су предмети светлији и до 40% ако су на небу облаци који не заклањају Сунце (*73*, 113).

Глобално зрачење представља збир директног Сунчевог зрачења и дифузног односно небеског зрачења. Оно је веома значајно за климатологију; на свим континентима постоји око 200 станица у којима се мери *интензитет глобалног зрачења* (I_g). Он се одређује количином топлоте која се у једном минуту излучи на хоризонталну површину од 1 cm^2, смештену под отвореним небом доступну директним Сунчевим зрацима, а изражава се у $cal/cm^2 \cdot min$. Интензитет глобалних зрачења добија се по обрасцу

$$I_g = I' \cdot \sin h + i$$

у којем је I' интензитет директног Сунчевог зрачења, h висина Сунца, а i интензитет дифузног зрачења.



Сл. 11 — Процентуални однос дифузног зрачења (i) према глобалном (I_g) у децембру (по Т. Г. Берланду)

У крајевима где је небо претежно ведро глобално зрачење има правилан дневни ток са максимумом око поднева и правилан годишњи ток са максимумом у лето. Неправилан ток настаје под утицајем облачности, која може да смањи или повећа интензитет глобалног зрачења.

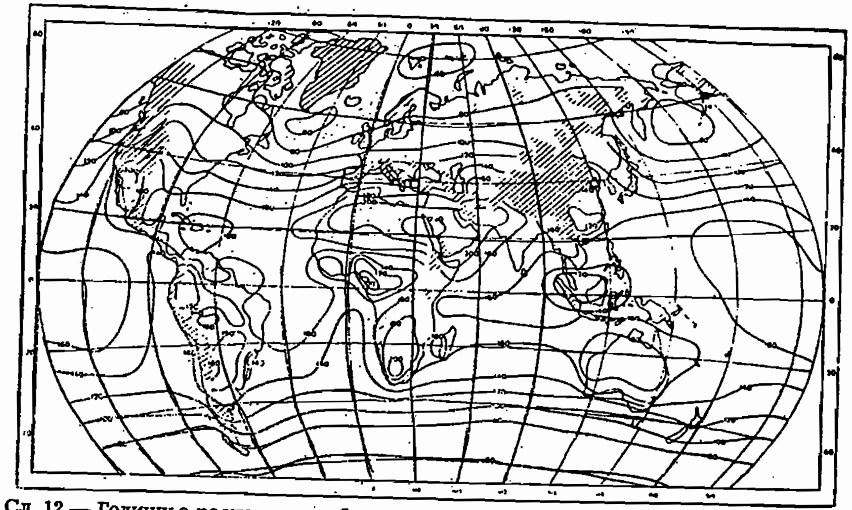
Тмурно небо га смањује, док га облачно повећава у поређењу са његовом величином када је небо ведро. У целини узето, „глобално зрачење је у сва четири годишња доба веће при ведром него при облачном времену“ (*94*, 12), што је очигледно из података изложених у таб. 6.

Таб. 6 — Дневне суме глобалног зрачења у cal/cm^2 у равници при ведром небу (0/10) и при стварној просечној облачности (1/10) по Ф. Саубереру и О. Хертелу (по *94*, 12)

Географска ширина	0—10°	10—20°	20—30°	30—40°	40—50°	50—60°	60—70°	70—80°
Зима (јануар)								
0/10	581	527	432	319	197	117	(26)	—
1/10	478	464	404	259	158	87	(21)	—
Март и септембар (средња вредност)								
0/10	673	658	606	546	466	372	272	142
1/10	516	544	515	443	350	270	193	118
Лето (јул)								
0/10	647	700	739	750	722	702	711	720
1/10	487	512	613	647	565	490	470	430

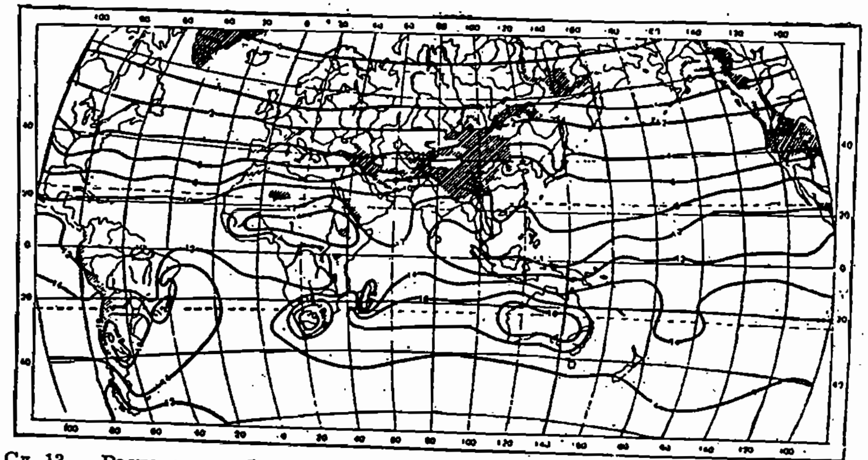
Географска расподела глобалног зрачења приказана је на сл. 12, 13. и 14. *Годишња величина* глобалног зрачења (сл. 12) у тропским и субтропским ширинама већа је од 140 $kcal/cm^2$. У пустињама Северне Африке, где је небо највећи део године ведро, ова величина достиже 200—220 $kcal/cm^2$. Међутим, у областима које се одликују изванредно великом облачношћу, као што су Амазонија, већи део слива Конга и Индонезија, она није већа од 100—120 $kcal/cm^2$. У вишим географским ширинама годишња величина глобалног зрачења поступно се смањује: око 50° г. ш. износи 80—100 $kcal/cm^2$, а око 60° г. ш. 60—80 $kcal/cm^2$. Она је на истим географским ширинама изнад океана мања за 20—60 $kcal/cm^2$ него изнад копна. То је последица већег садржаја водене паре изнад океанских него изнад копнених површина.

У децембру највеће глобално зрачење је у пустињама на јужној полулопти и креће се од 20 до 22 $kcal/cm^2$. У Намибу и Западној Аустралијској пустињи она је чак и већа од 22 $kcal/cm^2$. У полутарским областима оно је јако умањено: у Индонезији 8—10, у Конгу 10—12 и у Амазонији 8—12 $kcal/cm^2$. У вишим географским ширинама на северној полулопти глобално зрачење нагло слаби (сл. 13) и нешто северније



Сл. 12 — Годишња расподела глобалног зрачења на Земљиној површини у kcal/cm² (по С. П. Хромову)

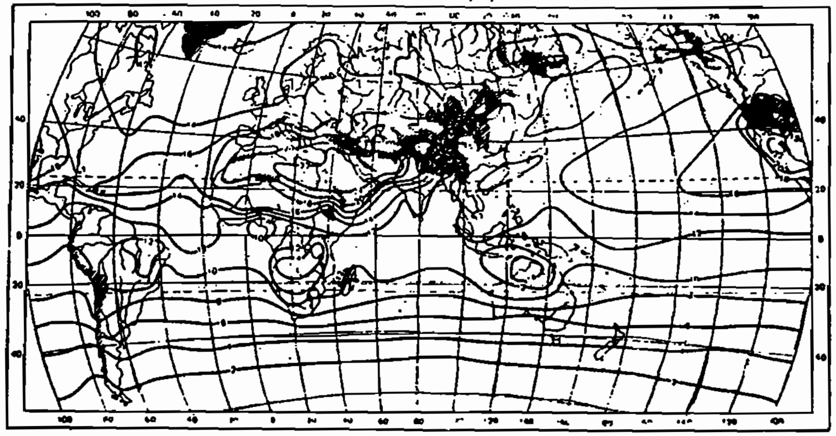
од северне поларнице опада до 0 kcal/cm². Међутим, на јужној полулопти, где је у децембру почетак лета, величина глобалног зрачења поступно опада према вишим ширинама и на обалама Антарктиде износи око 18 kcal/cm² — знатно више него у полутарским областима!



Сл. 13 — Расподела глобалног зрачења у децембру у kcal/cm² (по Алисову и Полтораусу)

У *јуну* (сл. 14) највећу суму глобалног зрачења — преко 20 kcal/cm² — имају Северна Африка, Арабија, Иранска висија, а у Северној Америци јужна половина Запада у САД и северни део Мексика.

У тропским областима ово зрачење опада до суме од 10—12 kcal/cm²; минимално је у Камеруну — испод 10 kcal/cm². На северној полулопти постепено се смањује: минимална је у Субарктику — 14—16 kcal/cm², док се у централним деловима Арктика повећава и до 20 kcal/cm². На



Сл. 14 — Расподела глобалног зрачења у јуну у kcal/cm² (по Алисову и Полтораусу)

јужној полулопти, где је у јуну почетак зиме, сума глобалног зрачења се нагло смањује према вишим ширинама: око 30° ј. ш. износи приближно 7 kcal/cm², око 50° само 2 kcal/cm², док се јужније од јужне поларнице смањује до 0 kcal/cm².

Географска расподела глобалног зрачења у осталим месецима има у основи прелазне одлике према расподели у децембру и јуну. Положај изолинија глобалног зрачења на картама за септембар и март сличан је изолинијама на карти годишње суме овог зрачења.

Албедо Земљине површине. — Већи део глобалног зрачења апсорбује горњи танки слој тла и воде и прелази у топлоту, а мањи се рефлектује. Величина рефлектованог Сунчевог зрачења зависи од врсте подлоге (таб. 7). *Однос количине рефлектованог зрачења према глобалном зрачењу које се излучи на одређену површину назива се албедо површине.* Тај однос се изражава обично у процентима.

Разликују се три врсте албеда. *Интегрални или енергетски албедо* односи се на глобално зрачење, *спектрални албедо* на поједине делове спектра; последњем се прикључује *визуални албедо* који се односи на видљиви део спектра.

Величина албеда са природних површина мења се у току дана и године. Дневне величине албеда мењају се у току дана због промена висине Сунца изнад равни хоризонта; са променом висине Сунца мења се спектар радијације а тиме и спектрални албедо, различит за зраке одређених таласних дужина. Годишње величине албеда зависе од промена особина подлоге, често веома различитих током појединих годишњих доба.

Табл. 7. — Просечне вредности енергетског албеда са природних површина у %
(по Будику, Алисову, Хромову и др.)

Површина	Албедо %	Површина	Албедо %
Облаци — горња површина	50—75	Чернозјом — суви	14
Свежи снег	70—95	Суво неорано поље	12—20
Стари снег	30—70	Влажно поорано поље	5—7
Снежни покривач изнад 60° г. ш.	80	Трава	20
Снежни покривач умер. ширина	70	Зелена трава	16—27
Снежни покривач у копњењу	45	Пољопривредне културе у разним фазама вегетације	10—25
Со у пресахлим језерима	50	Четинарске шуме	14
Гашени креч	45	Тундре, степе, листопадне шуме и саване у влажном добу	18
Кварцни песак	35	Саване у сувом добу и полупустиње	25
Гранит	12—18	Пустиње са глиновитим покривачем	29—31
Плава глина — влажна	16	Пустиње с лесним покрив.	28—38
Плава глина — сува	23		

Највећи албедо, 100%, имају сасвим бела тела. Њима је веома близак свежи снег, чији албедо достиже до 95%. Најмањи албедо, 0%, имају сасвим црна тела. Занимљиво је да је њему прилично близак град као целина, чији албедо износи 10%, док је просечан албедо асфалта 15%.

Албедо водених површина директног Сунчевог зрачења у зависности од висине Сунца и заталасаности воде мења се у границама од 2 до 80%; он је утолико већи уколико је Сунце ближе хоризонту. Албедо водених површина дифузног зрачења креће се од 5 до 10% (*73*, 114). М. И. Будико је утврдио да се албедо водених површина глобалног зрачења повећава од летњих ка зимским месецима у вишим ширинама (60—70°) од 9 до 20%, у умереним од 6% (у јуну) до 16% (у децембру). У тропским ширинама албедо се током године скоро не мења и износи 6 до 7%. Те величине коришћене су за климатолошке прорачуне апсорбоване Сунчеве радијације изнад водених површина северне и јужне полулопте (*5*, 33). Све наведене бројке односе се на рефлектовану Сунчеву радијацију са спектром зракова чије су таласне дужине краће од 4 mk.

Величину албеда треба знати да би се могла одредити сума глобалног зрачења коју апсорбује одређена површина и која при том прелази у топлоту. Ово се најбоље види из примера:

нека је глобално зрачење 1,20 cal/cm² · min, а албедо влажног пооранparam поља 5% (односно 0,05). Тражена величина рефлектоване радијације износиће 1,20 · 0,05 = 0,06 cal/cm² · min. Према томе, влажно поорано поље апсорбоваће у наведеном примеру 1,20—0,06 = 1,14 cal/cm² · · min. Та количина енергије загреваће површински слој тла. Она се назива *апсорбована радијација*. Она представља глобално зрачење умањено за износ албеда, тј.

$$(I' \cdot \sin h + i) \cdot (1 - A)$$

6. ИЗРАЧИВАЊЕ ЗЕМЉЕ И ПРОТИВЗРАЧЕЊЕ АТМОСФЕРЕ

— Дуготаласно зрачење —

Сваки квадратни километар Земљине површине добија годишње од Сунца 2,6 · 10^{15} калорија. То одговара топлоти која би се произвела сагоревањем 400.000 тона каменог угља. Због непрекидног притицања Сунчевог зрачења површина наше планете требало би да се загрева и да има све вишу температуру. Међутим, то се не дешава: средња температура Земљине површине и атмосфере остаје без битнијих промена, јер и Земљина површина и атмосфера израчују топлоту у међупланетарни простор.

За разлику од краткоталасног директног, дифузног и рефлектованог зрачења топлотно израчивање Земљине површине и атмосфере врши се невидљивим инфрацрвеним делом спектра. Оно је, дакле, *дуготаласно* и креће се у границама таласних дужина од 5 до 30 mk и више.

Израчивање Земљине површине. — Површински слој копна и водених басена, загрејан Сунчевим зрацима, израчује са своје површине топлоту невидљивим дуготаласним зрацима са максимумом на таласној дужини од 10 mk. Ово израчивање топлоте, која одлази у атмосферу и интерпланетарни простор, назива се *терестричко зрачење* или *израчивање Земљине површине. Оно постоји и дању и ноћу.* Његов интензитет је највећи при ведром небу и малој садржини водене паре у ваздуху. Такво стање је често у пустињама, где се ноћу може десити да се вода замрзне мада је претходног дана ваздух имао температуру до 40° C.

Земљина површина израчује топлоту као скоро апсолутно тамно тело и интензитет тог зрачења може се одредити по обрасцу

$$E = \sigma \varepsilon T^4$$

у којем је E интензитет израчивања, σ Стефан-Болцманова константа (са сталном вредношћу од 8,2 · 10^{-11} cal/cm²), ε емисиона константа чије су вредности дате у таб. 8, и T апсолутна температура површине која израчује топлоту. Дати образац представља математички израз Стефан-Болцмановог закона: енергија зрачења неког тела управо је пропорционална четвртом степену његове апсолутне температуре. Очигледно је да ће интензитет терестричког зрачења чак и при незнатном повишењу температуре Земљине површине бити приметно већи. Управо из тих разлога копно, које је у току дана достигло вишу температуру од површине мора, одаје у току ноћи израчивањем већу количину топлоте од хладнијег мора, па се стога брзо охлади.

Таб. 8 — Вредност емисионе константе ε*

Врста површине	Емис. конст.	Врста површине	Емис. конст.
Светли песак	0,89	Земљиште са бусењем	0,98
Кречњак — светли	0,92	Јелова честина	0,96
Шљунак — крупан	0,92	Вода	0,96
Лишће биљака	0,96	Снег	0,996

* По Фалкенбергу (из *94*, 15).

Пошто је средња температура Земљине површине 14,3° C или 287,48° K она израчује у атмосферу и међупланетарни простор топлоту која износи 0,57 cal/cm² · min. Толиким израчивањем она би се брзо охладила када не би било супротног процеса којим она поново прима део излучене енергије — тј. када не би постојало противзрачење атмосфере.

Противзрачење атмосфере. — Атмосфера пропушта Сунчеве краткоталасне зраке, задржавајући при том селективном апсорпцијом само 15% зрачне енергије. Стога се она не може битније загрејати на овај начин. Али, она задржава највећи део топлоте тамних дуготаласних зракова која износи 0,57 cal/cm² · min. Толиким израчивањем она би се брзо охладила. Међутим, претежни део ове топлоте задржаће приземни слојеви атмосфере у којима је сконцентрисан највећи део водене паре. Овај гас апсорбује скоро целокупно израчивање Земљине површине, а остатак угљендиоксид и озон. На тај начин је атмосфера практично непропустљива за Земљино дуготаласно зрачење.

Загрејана атмосфера излучује у свим правцима невидљиве дуготаласне зраке. Њихов највећи део (око 70%) доспева на Земљину површину, а остатак одлази у међупланетарни простор. Дуготаласно тамно зрачење атмосфере према Земљиној површини назива се *противзрачење атмосфере*, јер је усмерено у правцу супротном Земљином израчивању. Таласне дужине овог зрачења крећу се претежно од 8 до 13 mk. Земљина површина апсорбује 90—99% противзрачења атмосфере. Оно је стога веома значајан извор топлоте Земљине површине.

Таб. 9 — Дневне суме противзрачења атмосфере у Источним Алпама при потпуно ведром и потпуно облачном небу у cal/cm² min[29]

Надморска висина у м	I	III	V	VII	IX	XI
Потпуно ведро — облачност 0/10						
200	450	468	627	689	631	511
1000	420	466	571	631	599	473
2000	395	413	501	570	530	430
Потпуно облачно — облачност 10/10						
200	600	662	711	830	776	670
1000	577	633	732	792	750	633
2000	550	573	668	738	691	592

Противзрачење атмосфере се повећава при облачном времену (таб. 9), а опада са висином током целе године. Просечни интензитет противзрачења атмосфере у низијским станицама у умереним ширинама износи 0,3—0,4 cal/cm² · min, а на планинским станицама око 0,1—0,2 cal/cm² · min, што је разумљиво, јер се са висином смањује садржај водене паре у ваздуху. Најинтензивније противзрачење атмосфере

[29] По Сауберeру (из 94, 16).

је у екваторијалној области, где је атмосфера најтоплија и најбогатија воденом паром. У овој области оно достиже просечно 0,5—0,6 cal/cm² · · min (73, 116).

Ефективно израчивање. — Противзрачење атмосфере је увек нешто мање од терестричког зрачења. Ноћу, када нема Сунчевог зрачења, делује само противзрачење атмосфере. Тада Земљина површина губи топлоту и хлади се јер је њено израчивање веће од противзрачења атмосфере. Та разлика између укупног израчивања Земљине површине (E_t) и противзрачења атмосфере (E_a) назива се *ефективно израчивање* (E_e), дакле:

$$E_e = E_t - E_a \text{ односно у просеку, } 0{,}15 = 0{,}57 - 0{,}42 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min.}$$

Ефективно израчивање је веће на планинама, јер је тамо противзрачење атмосфере мање: у умереним ширинама у равницама оно износи 0,10—0,15 cal/cm² · min, а на планинама и до 0,20 cal/cm² · min. При облачном времену повећава се интензитет противзрачења атмосфере, па је тада ефективно израчивање мање. Стога је хлађење Земљине површине мање у облачним ноћима, него за време ведрих ноћи. Ефективно израчивање постоји и дању, али је оно знатно мање од збира глобалног зрачења и противзрачења атмосфере, па се Земљина површина тада загрева. Од ње се загрева приземни слој ваздуха, део топлоте троши се на испаравање воде итд.

7. РАДИЈАЦИОНИ БИЛАНС

Разлика између апсорбованог Сунчевог зрачења и ефективног израчивања назива се *радијациони биланс* Земљине површине. Радијациони биланс (*R*) може се представити следећим обрасцем:

$$R = (I' \cdot \sin h + i) \cdot (1 - A) - E_e$$

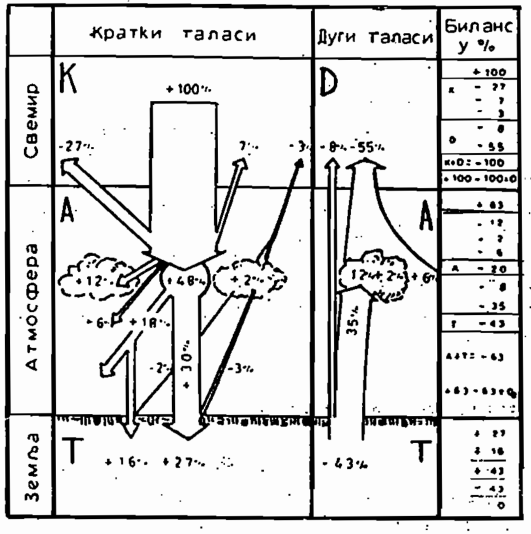
а мери се у калоријама са квадратног центиметра хоризонталне површине у једном минуту (cal/cm² · min). Он има негативне и позитивне вредности.

Радијациони биланс је негативан ноћу. Дању постаје позитиван када је Сунце 10—15° изнад равни хоризонта. Ако је земљиште покривено снегом овај угао мора бити изнад 20—25° јер због великог албеда снег не може да апсорбује знатнију количину глобалног зрачења.

Величина радијационог биланса не зависи само од висине Сунца изнад хоризонта и врсте подлоге. Он веома много зависи од садржаја водене паре у ваздуху и облачности, који утичу на повећање противзрачења атмосфере и смањења величине ефективног израчивања. Посебан је значај географске ширине. Мерењима је утврђено да је радијациони биланс на северној полулопти јужније од 39° г. ш. увек позитиван. У средњим и вишим ширинама он је зими негативан, а лети позитиван. Радијациони биланс годишњих вредности позитиван је за сва места на Земљи изузев области са инландајсом на Гренланду и Антарктиди.

Речено је већ да се Земљина површина и атмосфера у дужегодишњем периоду не прегревају нити расхлађују. То указује да постоји равнотежа између краткоталасног Сунчевог зрачења, којим Земљина површина и атмосфера примају највећи део топлотне енергије, и дуготаласног зрачења којим оне израчују топлоту у међупланетарни простор. Тај однос се може овако објаснити:

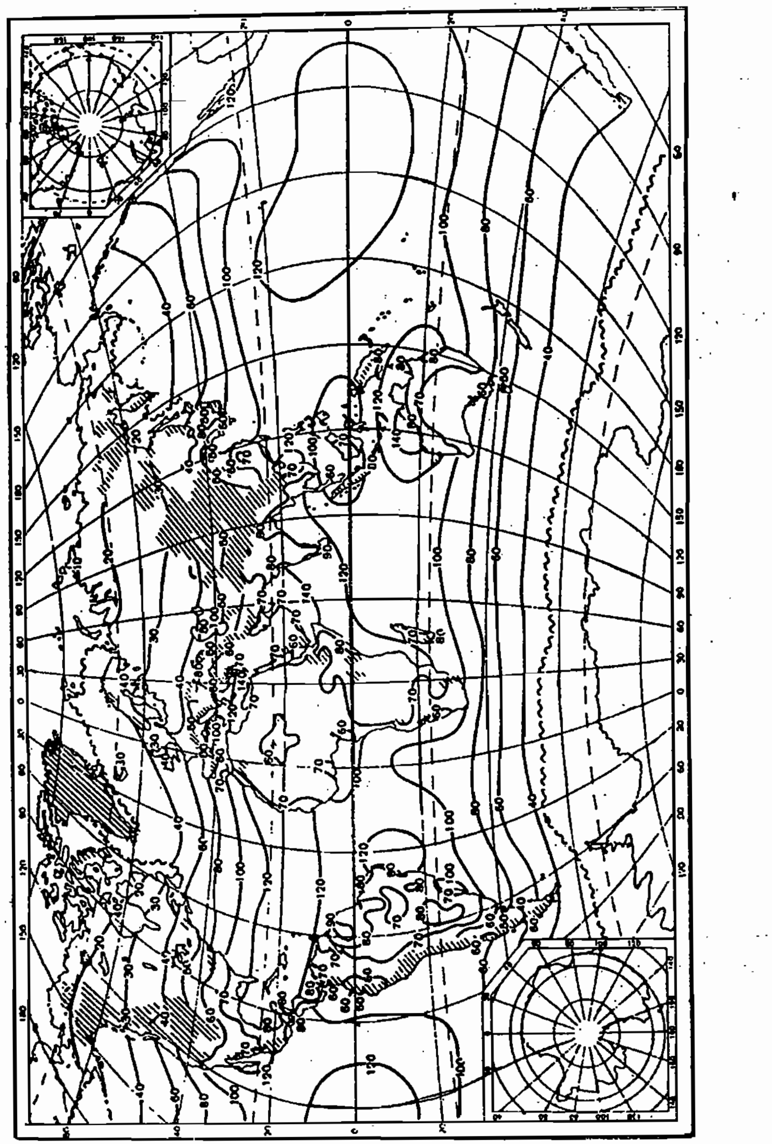
Сунчево зрачење на горњој граници атмосфере, соларна константа I_0, представљена је вредношћу од 100% (сл. 15). Од те количине енергије 27% се рефлектује од облака и враћа у међупланетарни простор, док следећих 7% одлази у истом смеру због деловања дифузне рефлексије. Сама атмосфера апсорбује 18%—12% облаци и 6% атмосферски гасови. Све то сачињава 52%; остатак од *48% Сунчевог краткоталасног зрачења доспева до Земљине површине* — *30%* директним Сунчевим зрачењем, а 18% дифузним или небеским зрачењем. Њихов збир — 48% — представља величину глобалног зрачења — I_g. Међутим, од Земљине површине одмах се рефлектује 2% дифузног и 3% директног Сунчевог зрачења — укупно 5% зрачне енергије. Али, на пролазу кроз атмосферу облаци и атмосферски гасови апсорбују од тога 2%, док остатак од 3% одлази у међупланетарни простор. Тиме је од укупног Сунчевог зрачења практично „изгубљено" 37% (27+7+3); *атмосфера апсорбује 20%* (12+6+2). Остатак од *43% апсорбује Земљина површина* при чему 27% отпада на директно Сунчево зрачење, а 16% на дифузно.



Сл. 15 — Шема топлотног биланса Земље у процентима просечног годишњег кратко- и дуготаласног зрачења

Када би атмосфера и Земљина површина непрекидно апсорбовале дату величину Сунчевог краткоталасног зрачења — 63% (прва 20%, а друга 43%), оне би се све више загревале. Међутим, оне израчују тај „вишак топлоте" дуготаласним зрачењем. Али, тај повраћај енергије у међупланетарни простор није једноставан. Треба имати у виду да атмосфера апсорбује највећи део Земљиног дуготаласног зрачења: од 43% зрачне енергије коју је апсорбовала Земљина површина у виду дуготаласног зрачења враћа се директно у међупланетарни простор 8%, а 35% најпре у атмосферу, где са већ 20% апсорбоване енергије представља укупно 55% од Сунчеве зрачне енергије на горњој

граници атмосфере. И тих 55% енергије враћа се у виду дуготаласних зракова у међупланетарни простор. Тиме су атмосфера и Земљина површина дуготаласним зрачењем излучиле у међупланетарни простор управо онолику количину енергије, колико су је добиле Сунче-



Сл. 16 — Годишња расподела радијационог биланса на Земљиној површини у kcal/cm² (по Н. А. Јефимовој)

вим краткоталасним зрачењем. Тако се одржава равнотежа између примљене и израчене енергије.[30]

Географска расподела радијационог биланса. — На основу података 1500 станица Н. А. Јефимова (*28*, 186—195) је израдила карте радијационог биланса за целу Земљину површину. Новим прорачунима унете су значајне исправке у раније резултате, засноване на коришћењу података само са 420 станица. Сада је утврђено да су годишње суме радијационог биланса у вишим и умереним ширинама веће од досадашњих резултата за 8—10 kcal/cm^2 односно за 30%. У субтропским и тропским крајевима повећање износи 5—10 kcal/cm^2 · · год, а у екваторијалној области ова сума је незнатно мања (*34*, 187).

Годишњи радијациони биланс (сл. 16) на истим ширинама има веће вредности на океанима него на копну, јер вода више апсорбује радијацију. У субтропским пустињама његова вредност је знатно нижа него што одговара географској ширини, јер је ефективно израчивање веома велико у областима са сувим ваздухом и малом или никаквом облачношћу. Из истих разлога, али не толико изразито, монсунске области имају мање вредности годишњег радијационог биланса.

Максималне вредности годишњег радијационог биланса су на океанима: у Индијском океану, у Арапском мору, до 140 kcal/cm^2, у централном Пацифику преко 120 kcal/cm^2, колике су им и вредности у тропском појасу Атлантика. У истим ширинама, али на копну, ове вредности се крећу између 70 и 90 kcal/cm^2. Минимална је вредност у субполарним крајевима Азије и Северне Америке — мање од 20 kcal/cm^2. У умереном климатском појасу годишњи радијациони биланс има вредности од 30 до 60 kcal/cm^2 на копну, а између 40 и 80 kcal/cm^2 на океанима. Он има приближно исте вредности и у јужном умереном климатском појасу.

Минималне вредности годишњег радијационог биланса су на Антарктиди — од —5 до —10 kcal/cm^2.

Радијациони биланс у јулу (сл. 17) има позитивне вредности на целој северној полулопти. Око 60° с. ш. он се креће између 6 и 8 kcal/cm^2 на копну, а 6 до 10 kcal/cm^2 на северном Атлантику и у северним приморским крајевима Евроазије и Северне Америке. У нижим географским ширинама ова вредност се незнатно повећава и у субекваторијалним крајевима износи 12 до 14 kcal/cm^2.

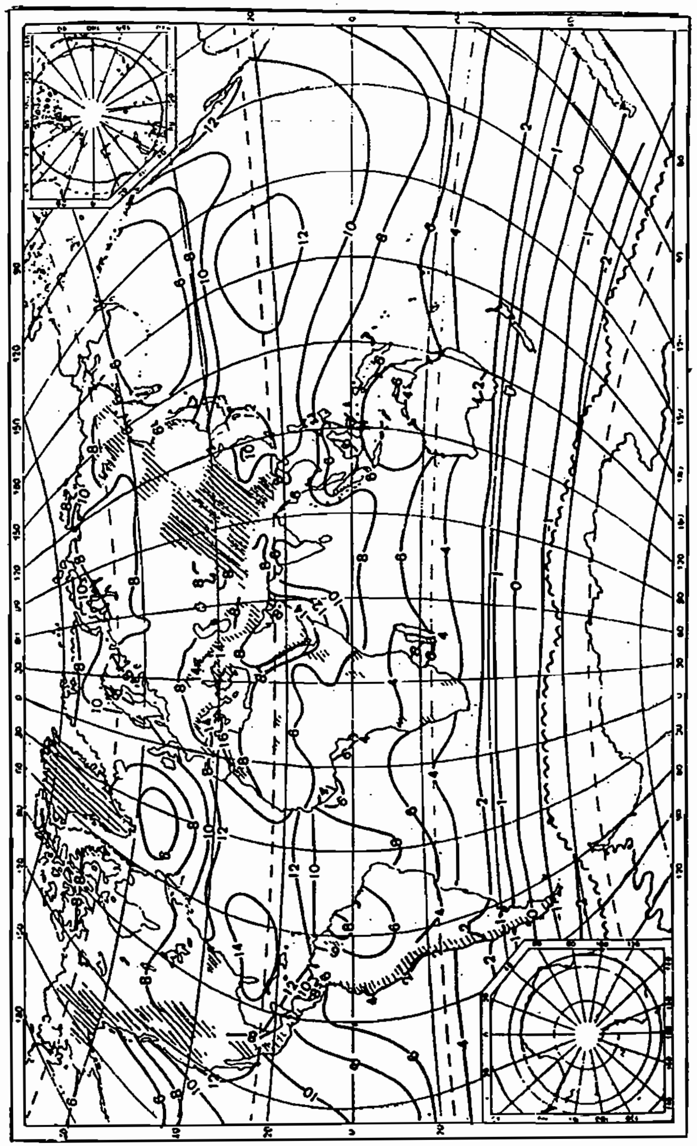
Вредност радијационог биланса у јулу на јужној полулопти, где је тада средина зиме, негативна је у областима које леже у вишим ширинама од 50° ј. ш. У нижим ширинама она се незнатно повећава и око јужног повратника износи око 5 kcal/cm^2. Изразито је поклапање праваца неких изолинија радијационог биланса у јужним деловима Атлантика, Индијског и Тихог океана.

Радијациони биланс у јануару (сл. 18) има негативне вредности на северној полулопти у ширинама које леже северније од 40—45° с. ш. Око 60° с. ш. ова вредност је негативна и износи —2 kcal/cm^2. Према нижим ширинама повећава се и у субтропским областима

[30] Изложена је упрошћена шема радијационог биланса. Потпуно објашњење види у уџбенику П. Вујевића — Метеорологија, стр. 65—68, изд. Просвете, Београд 1948. године, као и у другим нашим и страним уџбеницима метеорологије.

износи 6—8 kcal/cm^2. У Арапском и Црвеном мору достиже до 10 kcal/cm^2.

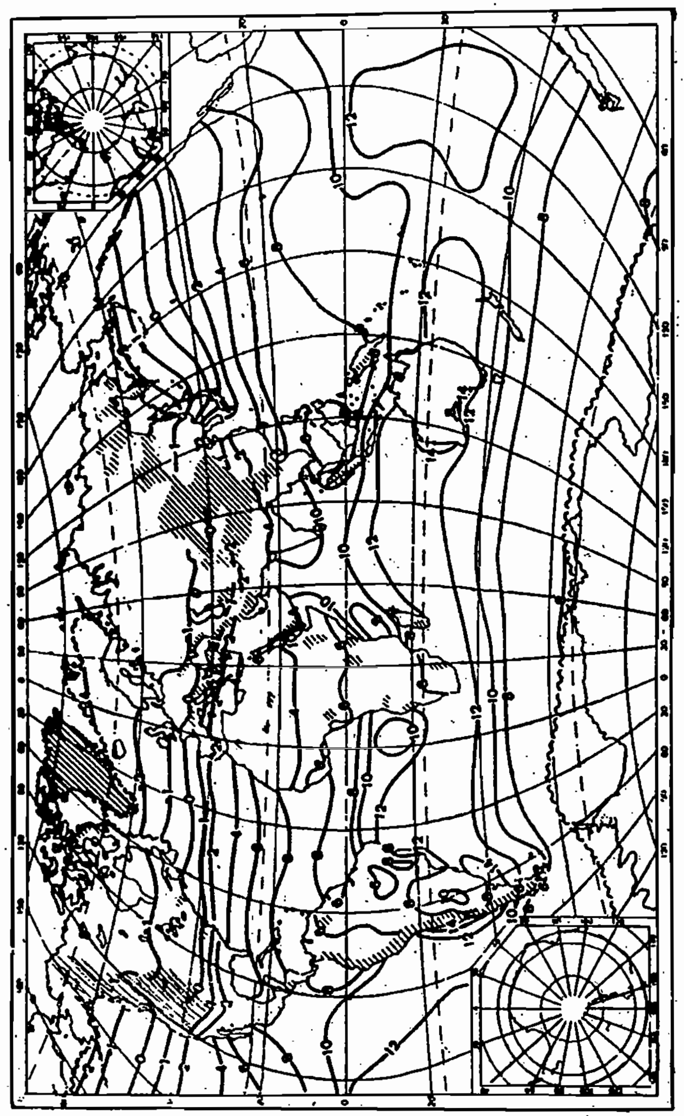
На јужној полулопти, где је у јануару средина лета, највеће вредности радијационог биланса су око 20° ј. ш., где местимично прелазе



Сл. 17 — Расподела радијационог биланса на Земљиној површини у јулу у kcal/cm^2 (по Н. А. Јефимовој)

12 $kcal/cm^2$ на океанима, а 8—9 $kcal/cm^2$ на копну. Чак и на граници до које се у то време наилази на морски лед (санте и ледене брегове) ова вредност је знатна — око 8 $kcal/cm^2$.

Познавање географске расподеле радијационог биланса је веома значајно не само за метеорологију и климатологију, него и за многе



Сл. 18 — Расподела радијационог биланса на Земљиној површини у јануару у $kcal/cm^2$ (по Н. А. Јефимовој)

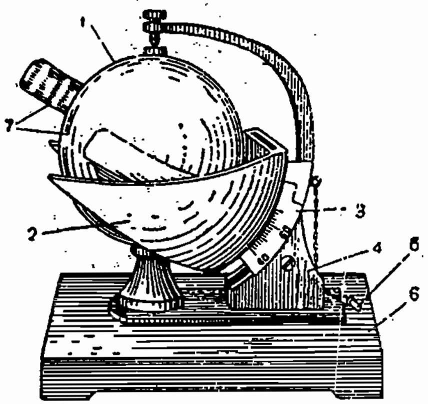
друге природне науке. Радијациони биланс представља енергетску основу постојања и развитка целокупне органске природе, а потом и опште циркулације атмосфере, морских и океанских струја, режима копнених вода и других физичко-географских процеса у пограничном слоју између атмосфере и осталих Земљиних површинских сфера. Просечна вредност радијационог биланса за целу површину наше планете износи око 60 $kcal/cm^2 \cdot$ год.

8. МЕРЕЊЕ СУНЧЕВЕ РАДИЈАЦИЈЕ

За мерење трајања Сунчевог сјаја, директног и дифузног зрачења и ефективног израчивања постоје многи инструменти. Задржаћемо се само на неким најпознатијим, који се налазе у нашим метеоролошким опсерваторијама и метеоролошким станицама I реда.[31]

Трајање Сунчевог сјаја мери се помоћу инструмената који се називају **хелиографи**[32]. Главни њихов део је масивна стаклена лопта са пречником од 9—12 cm, која служи као сабирно сочиво, у чијој се жижи концентришу Сунчеви зраци. Они прогарају хелиографске траке, које се налазе иза лопте у посебној металној шкољки и поклапају са жижом.

Кембел-Стоксов хелиограф (сл. 19), називају га још и **обичан хелиограф**, има следеће делове: *стаклену лопту 1*, иза које је на удаљености жиже причвршћена *метална шкољка 2*, која представља део лоптасте површине. На њеној унутрашњој страни су три пара усека, у које се стављају одговарајуће хелиографске траке. Најмања или зимска трака ставља се у горње усеке, а најдужа или летња трака у доње; средња трака или пролећна односно јесења поставља се у средњи пар усека. На спољашњој страни шкољке је *скала 3*, учвршћена за *постоље 4*. Скала служи за постављење шкољке у положај који одговара географској ширини метеоролошке станице. На тракама су часови означени римским цифрама; *трака 7* се поставља тако да центар лопте и цифра XII на траци леже у смеру S—N, односно у равни меридијана. Када се тако постави, трака се учвршћује у шкољци посебним *клином 5*. Цео инструмент лежи на хоризонталној металној *плочи 6*.



Сл. 19 — Кембел-Стоксов хелиограф (објашњења у тексту)

Кембел-Стоксов хелиограф (обичан модел) погодан је за регистровање трајања Сунчевог сјаја само у средњим ширинама. Он се не може употребити лети у крајевима који леже северније од 56° с. ш. (нпр. од Москве), јер је тада Сунце на северној страни неба, па његови зраци не могу да падну на хелиографску траку, увек окренути ка југу. Ради тога се у вишим географским ширинама обавезно употребљава **Кембел-Стоксов универзални хелиограф** (сл. 20),

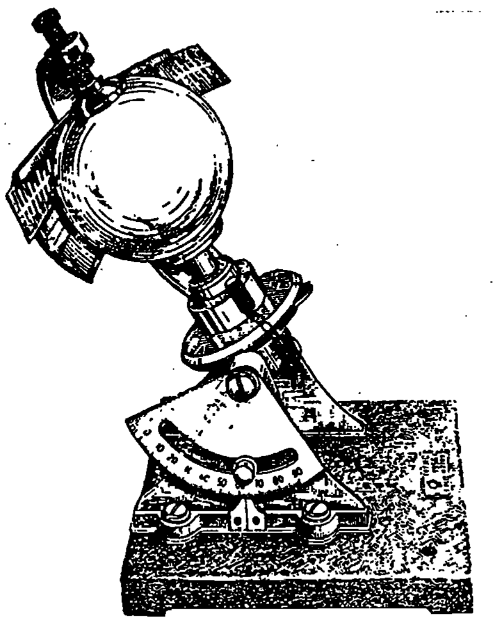
[31] Метеоролошке опсерваторије обављају сва метеоролошка осматрања и мерења у приземним и вишим слојевима атмосфере. Метеоролошке станице I реда врше осматрања и мерења најмање 4 метеоролошка елемента (притисак, температуру и влажност ваздуха и правац и брзину ветра), а поред тога још испитивање високих слојева атмосфере и актинографска мерења.

[32] Од грч. helios — Сунце и grapho — пишем, урезујем.

мада га имају и станице у екваторијалној области. Његова школька је покретна и може се подесити тако да Сунчеви зраци увек падају на хелиографску траку, без обзира на његову висину и географску ширину. Хелиографске траке универзалног хелиографа имају једнаке дужине; права трака се користи ујесен и пролеће, а лучне лети и зими.

За одређивање дневног тока Сунчева сјаја узети су часови од 6 до 18, мада га у летњим месецима има и пре и после тог времена.

Дужина трајања Сунчева сјаја одређује се по прогоретини на хелиографској траци; она је непрекидна ако је Сунце сијало целог дана. Али, ако је она испрекидана, Сунце је тада било иза облака; укупан збир дужна прогоретина на хелиографској траци даје дужину трајања Сунчева сијања. Трака се мења увече, по заласку Сунца. Међутим, ако у току дана уопште није било Сунчева сјаја, она се оставља, али се на њеној задњој страни запише: „... датума није било Сунчева сјаја целог дана".



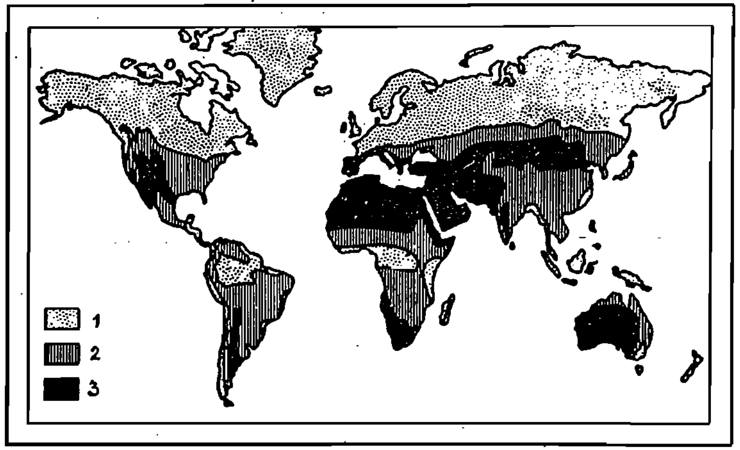
Сл. 20 — Општи изглед Кембел-Стоксовог универзалног хелиографа

Стаклена лопта хелиографа мора се свакодневно обрисати фланелском крпом или јеленском кожицом. Да би правилно регистровала Сунчев сјај, лопта мора да буде потпуно чиста.

Трајање Сунчева сјаја изражава се у часовима на дан или у месецу. Оно се повећава од поларних према тропским крајевима. Највише Сунчева сјаја имају пустиње у субтропском појасу (сл. 21). У јужној Либији, горњем Египту и доњем Судану Сунце сија годишње просечно преко 4.000 часова, управо колико и у Атакамској пустињи и крају око ушћа Колорада. Сахара је у целини обухваћена годишњом изохелом од 3.000 часова, а такође и Арабија, Ирак, јужни Иран, Авганистан, Западни Пакистан, северозападна Индија и Запад у САД, а на јужној полулопти северни део Чилеа, највећи део Јужне Африке и Велика Аустралијска пустиња. У облачним и кишним екваторијалним крајевима трајање Сунчева сјаја износи годишње мање од 1.400 часова у западној Амазонији, а у већем делу слива Конга мање од 2.000 часова. У Југославији највеће трајање Сунчева сјаја има Хвар — годишње 2.749 часова.

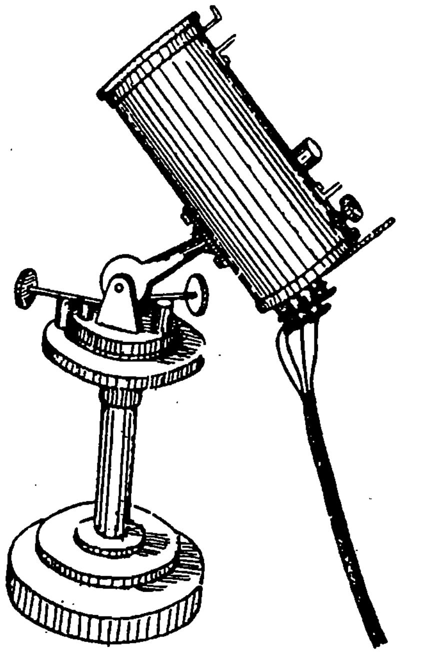
Директна Сунчева радијација мери се инструментима који се називају **актинометри**[33]. Разликују се две групе актинометра; апсолутни — који показују интензитет директне Сунчеве радијације непосредно у калоријама ($kcl/cm^2 \cdot min$) и релативни, чији се условни показатељи морају прерачунавати у калорије. Апсолутни актинометри називају се **пирхелиометри**[34].

[33] Од грч. aktis — зрак и metron — мера, мерење.
[34] Од грч. pyros — ватра, helios — Сунце и metron — мера, мерење.



Сл. 21 — Скица потенцијалне Сунчеве радијације
1. мала, 2. умерена, 3. висока

Онгстремов компензациони пирхелиометар (сл. 22) ради на следећи начин. Две једнаке и врло танке манганске плочице A и B, које сачињавају пријемни део инструмента, нагарављене су на спољној страни. На супротним странама плочица прилепљени су спојеви термоелектричног елемента, спојеног са галванометром. При мерењу радијације плочица A се изложи Сунчевим зрацима, а B тако заклони да остаје у сенци. Због загревања плочице A настаће разлика у њиховим температурама. Стога ће се у споју термоелектричног елемента појавити термоелектрични ток, који ће скретати стрелицу галванометра. Скретање стрелице галванометра отклања се (компензује се) вештачким загревањем плочице B (која је у сенци), пропуштањем кроз њу електричног тока из акумулатора. При том се даје таква јачина струје, да би се стрелица галванометра вратила и задржавала на нули. Тиме се изједначују количина топлоте коју плочица A добија од Сунца, а плочица B уз утрошак струје из акумулатора.



Сл. 22 — Онгстремов компензациони пирхелиометар

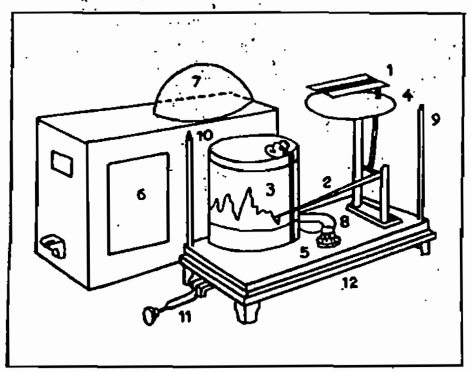
Интензитет директног Сунчевог зрачења израчунава се по обрасцу

$$J = k \cdot i^2$$

у којем је J — интензитет Сунчеве радијације у $cal/cm^2 \cdot min$, k — одређени множитељ пирхелиометра, указан у фабричком документу инструмента, а i — јачина струје у амперима прочитана на галванометру.

У таб. 4 дате су вредности директног Сунчевог зрачења на хоризонталну површину на различитим географским ширинама.

Глобално Сунчево зрачење (директно + дифузно) у нашим метеоролошким станицама одређује се помоћу *Робићевог актинографа* (сл. 23). Пријемни део овог инструмента сачињавају *три биметалне плочице 1*, од којих је црна у средини. Оне су тако спојене да инструмент не реагује на промене температуре



Сл. 23 — Робићев актинограф (објашњења у тексту)

околног ваздуха, већ само при повишењу температуре произведене зрацима који падају на биметалне плочице. Црна плочица прима већу количину топлоте од белих, те се стога издужује. То се преноси преко преносног механизма на *полугу 2*, на чијем је крају перо са хемијским мастилом. Перо уцртава ток глобалног зрачења на хартији намотаној око *ваљка 3*, који покреће часовни механизам око вертикалне осовине. Има оваквих актинографа са једнодневним, четвородневним и седмодневним обртним ходом. Сви они имају испод биметалних плочица *округлу бело обојену плочу 4*, која штити преносни механизам од директног Сунчевог зрачења односно од загревања.

Постоље актинографа мора лежати у хоризонтали, па се за ту сврху користи *либела 5*. Биметалне плочице постављају се својим дужинама у смеру исток — запад, а *стаклено прозорче 6* на заштитном поклопцу инструмента мора бити окренуто ка северу (на јужној полулопти ка југу). Понекад се дешава да се у *калоти 7* ухвати роса; да би се то избегло у *лежиште 8* ставља се судић са влажним хлор-калцијумом ($CaCl_2$), који упија водену пару из ваздуха под поклопцем. Поклопац се поставља преко *вертикалних држача 9 и 10*, а утврђује *полугом са опругом 11*.

Робићев актинограф даје интензитет глобалног Сунчевог зрачења у $cal/cm^2 \cdot min$, а односи се на хоризонталну површину. Његова трака се мења по заласку Сунца — између 19 и 20 часова по локалном времену.

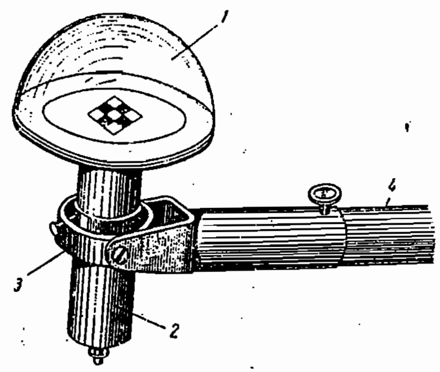
У таб. 5 дат је преглед дневних сума глобалног зрачења у Београду и Загребу, а у таб. 6 за услове у равници, при ведром небу, стварној облачности и у различитим географским ширинама и месецима. Географска расподела глобалног зрачења дата је на сл. 12, 13 и 14.

Величина албеда мери се помоћу инструмената који се називају **албедометри** (сл. 24). Ручни или портативни албедометар користи се за утврђивање величине албеда на терену. Његов *пријемни део 1* је утврђен за крај *кратке цеви 2*, спојеној *кардански зглобом 3* за дугачку *ручку 4*. У унутрашњости кратке цеви слободно се помера оловни тег, помоћу којег плоча пријемног дела заузима увек хоризонталан положај било да је окренута навише или наниже — ка тлу. При утврђивању величине албеда најпре се измери глобална радијација; при том је пријемни део инструмента окренут навише. Потом се окретањем пријемног дела

инструмента наниже одређује величина рефлектоване радијације. Добивена разлика, албедо, изражава се најчешће у процентима (таб. 7).

На сличном принципу ради и **пиргеометар**, помоћу којег се утврђује **ефективно дуготаласно израчивање.**

Радијациони биланс се мери помоћу **билансомера** и **билансографа.** У пракси се највише користи **Михелсонов апсолутни билансомер.** Његов пријемни део састоји се од две танке металне плочице, постављене једна изнад друге, тако да су својим зацрњеним површинама окренуте једна навише, а друга наниже. На горњу плочицу доспева глобална радијација и противзрачење атмосфере, а на доњу Земљино израчивање и рефлектована радијација. Разлика у температурама између горње и доње плочице условљена је разликом интензитета радијације коју оне примају. Као и код Онгстремовог компензационог пирхелиометра, због ове разлике настаје термоелектрични ток који скреће стрелицу галванометра са нуле. Она се враћа на свој првобитни положај пропуштањем струје кроз доњу плочицу, да би и она стекла температуру какву има горња плочица. Из јачине компензирајуће струје одређује се величина радијационог биланса изражена у $cal/cm^2 \cdot min$.



Сл. 24 — Ручни (портативни) албедометар (објашњења у тексту)

II. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА И ПОВРШИНЕ ЗЕМЉЕ

Радијациони биланс представља најважнију компоненту топлотног биланса за одређену врсту подлоге (ораница, ледина, шума, снежни покривач, вода и др.). Он има позитивне вредности када је Сунчева радијација већа од ефективног израчивања. У том случају подлога се загрева, предајући при томе део примљене топлоте слоју ваздуха који лежи непосредно изнад ње. Али, када је ефективно израчивање веће од Сунчеве радијације, радијациони биланс је негативан, те се подлога хлади; ваздух који се налази непосредно изнад подлоге у том случају се не загрева, већ се хлади.

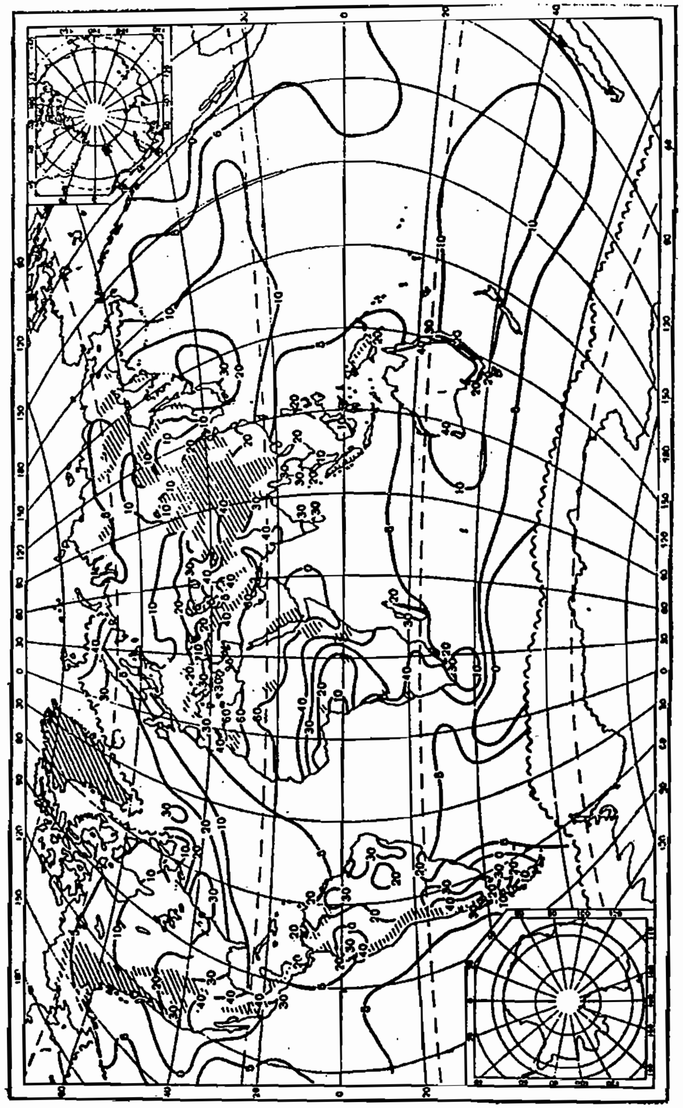
Процес трошења топлоте радијационог биланса је веома сложен, јер се део топлотне енергије користи и за испаравање воде, али се он враћа у атмосферу у виду *латентне топлоте* која се издваја при кондензацији водене паре. Велику улогу у расподели топлоте на Земљиној површини и у нижим слојевима атмосфере имају топле и хладне морске и океанске струје.

9. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА И ТЛА

Загревање ваздуха. — Атмосфера задржава селективном апсорпцијом само 15% Сунчеве зрачне енергије, те се она стога не може знатније да загреје; то потврђују ниске температуре ваздуха у вишим

слојевима тропосфере. Али у њеним нижим слојевима ваздух је знатно топлији, јер прима топлоту од подлоге изнад које се налази. Он се, према томе, загрева одоздо навише.

Најинтензивније загревање ваздуха у атмосфери настаје *турбулентним преносом топлоте*. Оно се састоји у томе што се врло мале



Сл. 25 — Годишња турбулентна размена топлоте на Земљиној површини у kcal/cm² (по Л. И. Зубенку)

количине топлог ваздуха замењују у простору са исто тако малим количинама хладнијег ваздуха. У хаотичном комешању честица долази до размене топлоте. Овај начин загревања ваздуха већи је за „стотине хиљада и милиона пута“ од молекуларног преноса топлоте (74, 544), при којем се не мења положај молекула гасова у простору.

Турбулентним преносом топлоте обавља се предаја топлоте из подлоге у ниже слојеве ваздуха. Ова предаја топлоте врши се по вертикали и назива се *топлотном конвекцијом*.

На сл. 25, 26. и 27. приказана је географска расподела турбулентног преноса топлоте на Земљиној површини.

Годишња турбулентна размена топлоте (сл. 25) има највеће вредности у субтропским пустињама, где је врло велико ефективно израчивање — 40—60 kcal/cm² · год. У умереним ширинама турбулентна размена топлоте достиже вредности од 10—30 kcal/cm² · год. У централном Арктику и на Антарктиди годишњи износ турбулентне размене топлоте је негативан, тј. подлога не предаје топлоту ваздуху, већ је прима од њега.

Турбулентна размена топлоте у јулу (сл. 26) највећа је у суптропским крајевима на северној полулопти — између 4 и 8 kcal/cm². На океанима северне полулопте турбулентна размена топлоте је блиска нули; она се углавном троши на испаравање огромних количина воде.

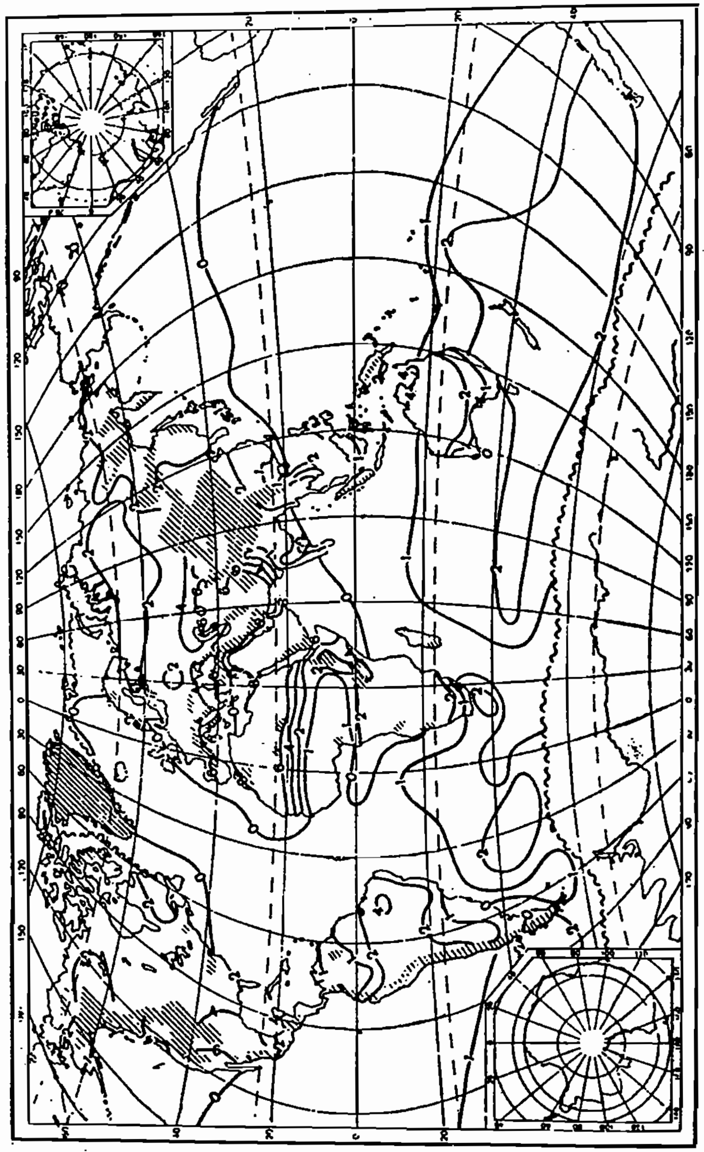
На јужној полулопти највећа турбулентна размена топлоте у јулу је у Бразилу и северној Аустралији — до 4 kcal/cm². Њена вредност на океанима — у јужном Атлантику, јужном Пацифику и јужном делу Индијског океана — креће се око 2 kcal/cm². На јужној полулопти је тада средина зиме, па топлије површине океана одају акумулирану топлоту нижим слојевима тропосфере.

Турбулентна размена топлоте у јануару (сл .27) на копну северне полулопте и у крајевима који леже северније од 40—50° с. ш. има негативне вредности; тле је хладније од ваздуха. Међутим, на океанима, нарочито на Атлантику у подручју Голфске струје атмосфера добија 6—10 kcal/cm², што представља приближно четвртину годишње вредности излучене топлоте, која се утроши на загревање ваздуха.

На јужној полулопти је у јануару лето и тада прегрејано копно у пустињама Аустралије, Јужне Африке и Јужне Америке одаје нижим слојевима ваздуха 6—8 kcal/cm². То су тада најтоплији предели на Земљи. Јужније од њих, на океанима, ваздух је топлији од водене површине, те се на великим просторима његова топлота троши на загревање површине океана; ваздух у тим крајевима одаје топлоту у износу до 1 kcal/cm².

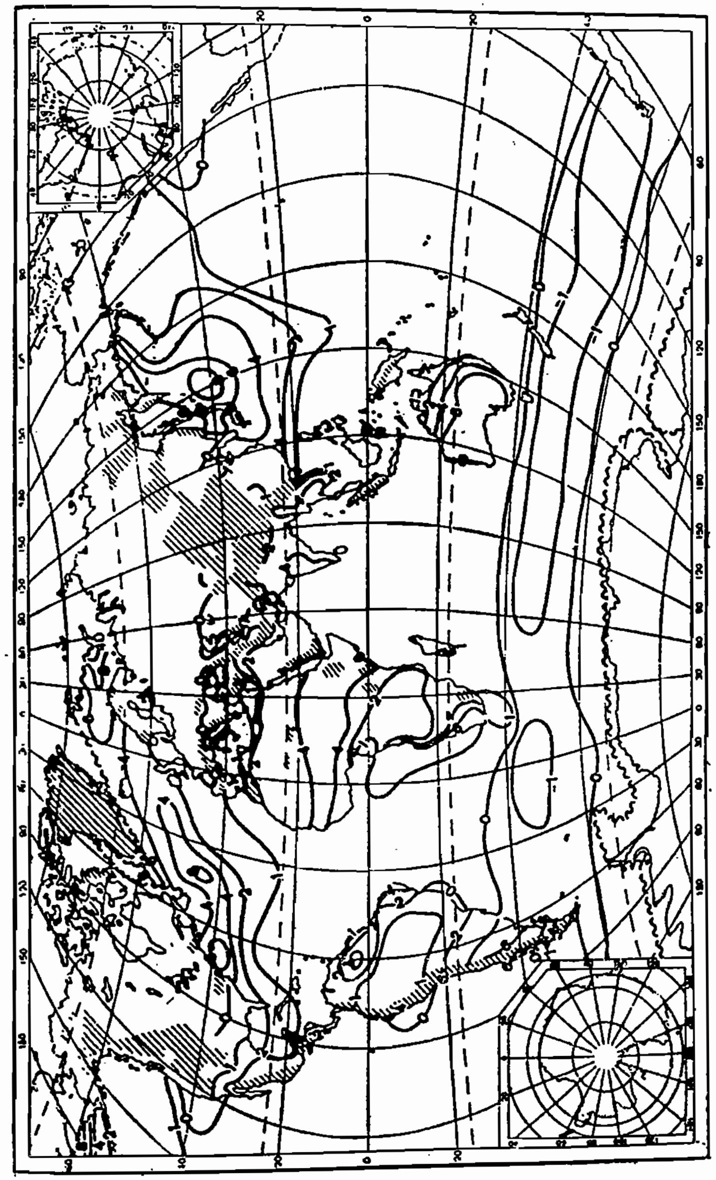
У дужегодишњем низу укупна количина Сунчевог краткоталасног зрачења, коју Земљина површина прими од Сунца, једнака је оној количини енергије коју Земља изгуби својим дуготаласним зрачењем. Овај топлотни биланс се односи на целу површину наше планете. Али, појас између 37° с. ш. и 37° ј. ш. Земљине површине прими годишње више топлоте него што је израчи. Стога би требало да је он све топлији, а области изван њега све хладније. Међутим, до тога не долази због

појаве *хоризонталне* или *адвекционе размене топлоте*. Оно се врши премештањем ваздушних маса из хладније области у топлију и обратно, као и морским и океанским струјама.



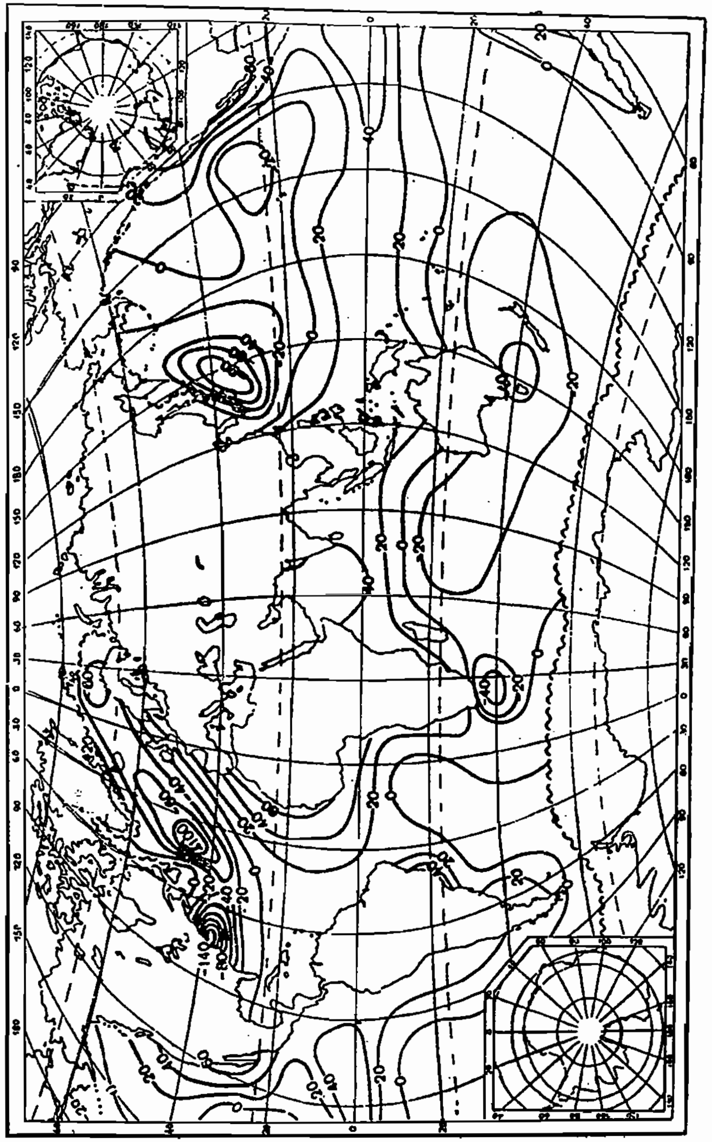
Сл. 26 — Турбулентна размена топлоте на Земљиној површини у јулу у kcal/cm² (по Л. И. Зубенку)

Колики је управо значај океанских струја у загревању ваздуха види се на сл. 28. Голфска струја израчује у ваздух огромну количину топлоте: код рта Хатераса око 140 kcal/cm² · год., а у централном делу



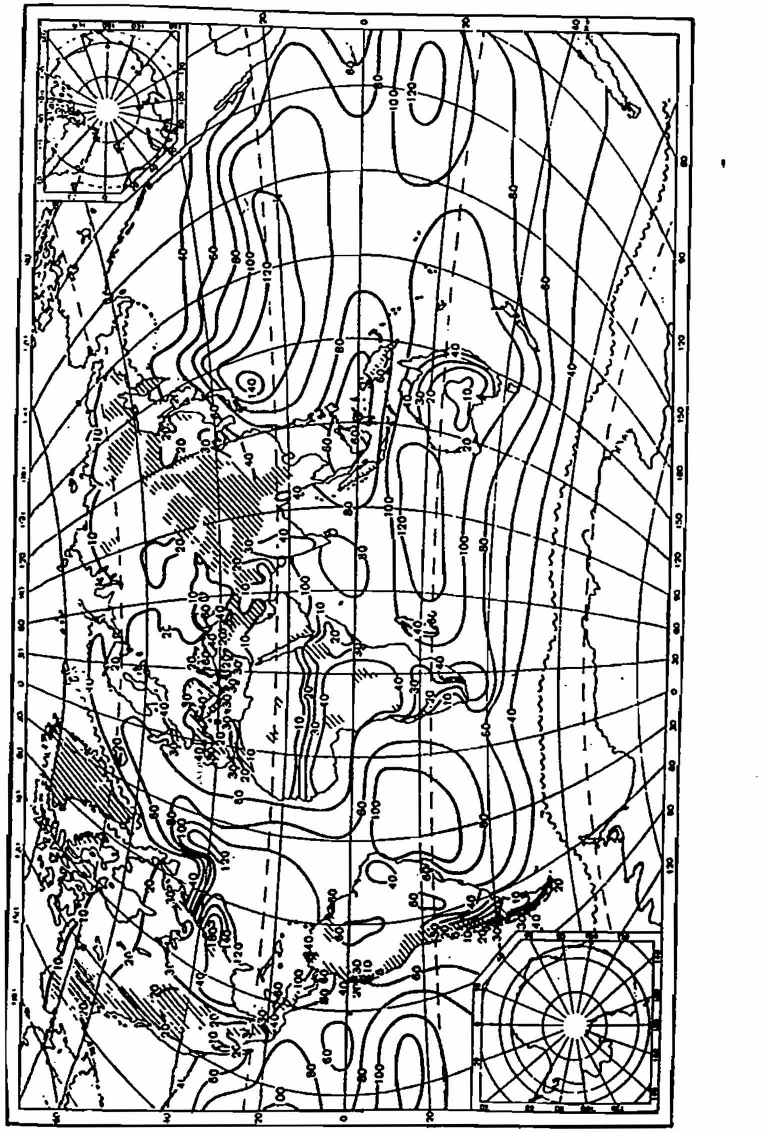
Сл. 27 — Турбулентна размена топлоте на Земљиној површини у јануару у kcal/cm² (по Л. И. Зубенку)

северног Атлантика од 40 до 60 kcal/cm² · год. По прорачунима океанолога Голфска струја израчује дневно око 39 трилиона и 500 билиона килограм-калорија. За производњу толике количине топлоте требало би утрошити око 4,94 милијарде тона каменог угља од 8.000 калорија.



Сл. 28 — Топлота коју годишње добија или губи (—) површина океана деловањем струја у kcal/cm² (по Л. А. Строкиноj)

Разумљиво је да толика количина топлоте, коју Голфска струја доноси из тропских крајева, има огроман утицај на климу Западне и Северне Европе. Голфској струји је слична Куро-Шиво струја у западном Пацифику, са чије се површине израчују годишње 20—80 kcal/cm². У тропским морима ваздух је топлији од воде, коју доносе струје, те се са



Сл. 29 — Годишњи утрошак топлоте због испаравања у kcal/cm² (по Л. И. Зубенку)

њихових површина не израчује топлота; напротив, оне примају годишње до 40 kcal/cm² топлотне енергије.

На промену температуре ваздуха утичу и његова вертикална кретања. Наиме, при издизању ваздуха повећава се његова запремина уз известан утрошак топлотне енергије, па је он стога на висини хладнији него што је био пре издизања. Супротна појава се дешава при спуштању ваздуха: он подлеже компресији и том приликом се издваја топлота која га загрева, па је он топлији него што је био на висини пре спуштања.

Према томе, ваздух се са променом висине *динамички хлади односно загрева*. Овакви процеси у ваздушној маси, који настају уз утрошак унутрашње топлоте, без притицања енергије са стране, називају се *адиабатски*.[35] Они су веома значајни за локалне временске услове у неким пределима на Земљи.

Хлађење ваздуха. — Ваздух се хлади не само израчивањем властите топлоте, него и при додиру са хладнијом подлогом. Термичким променама највише подлеже приземни или додирни слој ваздуха. У тихим и ведрим ноћима, када је израчивање топлоте из подлоге много веће од противзрачења атмосфере, подлога може да се јако охлади, а од ње и приземни слој ваздуха. У таквим приликама догађа се да је ваздух изнад приземног расхлађеног слоја топлији, те се температура повишава са висином уместо да опада. Таква термичка стратификација ваздуха назива се *температурном инверзијом*[36]. Она је честа појава у тихим и ведрим зимским ноћима, а значајна је за време и климу и у неким нашим крајевима (у крашким пољима и увалама, у дубоким котлинама и речним долинама).

Ваздух се расхлађује и при испаравању воде: да би испарио литар росе потребан је утрошак од 597 kcal топлотне енергије. Стога је и лети после кише хладно, јер се топлота троши на испаравање заостале кишнице. Може се замислити колики је годишњи утрошак топлотне енергије да би са површине Светског мора испарило 448.000 km³ воде, а са копна 71.000 km³ — ово су просечне годишње вредности! На сл. 29 приказан је годишњи утрошак топлотне енергије због испаравања на Земљиној површини у kcal/cm². Минималне вредности су у суптропским пустињама — мање од 10 kcal/cm², јер је тамо мало воде те нема шта да испари. Максималне вредности су на океанским површинама такође у суптропским областима, у појасу између 20—40° с. ш. и 10—30° ј. ш. — свуда преко 100 kcal/cm² · год.

Топлотна енергија утрошена за испаравање воде није изгубљена. Она се ослобађа и враћа у атмосферу због преласка водене паре у течно или чврсто стање. Износ ове *везане* или *латентне* топлоте је већи при директном прелазу водене паре у чврсто стање — 677 kcal/kg; ова величина је мања за 79,7 kcal/kg при прелазу водене паре у течно стање (*104*, 174).

Термометри. Из физике је познато да се под температуром неког тела подразумева његово топлотно стање. Температура се изражава у степенима, а мери инструментима који се називају термометри.

[35] Од грч. adiabatos — непролазно, кроз шта се не може проћи.
[36] Од лат. inversio — обрнут ред.

Сви термометри раде на принципу да се тела шире при загревању, а скупљају при хлађењу. Најправилније реаговање на промене топлотног стања показује жива. Због тога се она користи за мерење температуре од 1659. године, дакле већ пуна три века. Па ипак, први термометар са живом, погодан за мерење температура, израдио је физичар Фаренхајт 1724. године.

Термометар[37] се састоји из три дела. Први и најважнији његов део сачињава стаклена капиларна цев. Доњи крај цеви је проширен у мањи судић, лоптастог или цилиндричног облика, који служи као резервоар за чисту живу. Када се резервоар и мањи део цевчице напуне живом, резервоар се загрева, а жива у цевчици се шири и пење до врха истискујући пред собом ваздух. У тренутку када почне преливање живе из цевчице њен горњи крај се затопи. У тако затвореној цеви нема ваздуха. То омогућује несметано реаговање живе на промене температуре. Цевчица са живом причвршћује се за други део термометра — градуирану скалу и све то ставља се у његов трећи део — ширу и дебљу заштитну стаклену цев.

Сада су највише у употреби термометри са Целзијусовом (C) и Фаренхајтовом (F) скалом. Раније је била у употреби и Реомирова (R) скала. Основне вредности које су послужиле за израду скала су: тачка смрзавања и кључања воде на морском нивоу, односно мешавина снега и нишадора и температуре човечијег тела.

На Целзијусовој скали тачка мржњења воде у природним условима означена је са 0° а кључања са 100°. Ову скалу употребљавају народи Европе (сем Велике Британије) и Совјетског Савеза.

На истој основи била је израђена и Реомирова скала, са тачком мржњења воде на 0° и тачком кључања воде на 80°.

Фаренхајтова скала се разликује од претходних. За 0° (тз. нулту тачку) је усвојена температура мешавине нишадора и снега; мржњење воде на овој скали је на 32°, а њеног кључања на 212°. Ова скала се употребљава у англо-саксонским земљама и садашњим и некадашњим њиховим колонијама.

Однос између све три скале може се добити по овој формули:

$$\frac{F-32}{9} = \frac{C}{5} = \frac{R}{4}$$

Пример: Претворити 100° F у °C и °R.

$$\frac{100-32}{9} = \frac{C}{5} \qquad \frac{68}{9} = \frac{C}{5} \qquad C = \frac{340}{9} = 37{,}7^\circ$$

$$\frac{100-32}{9} = \frac{R}{4} \qquad \frac{68}{9} = \frac{R}{4} \qquad R = \frac{272}{9} = 30{,}2^\circ$$

Описани термометар назива се прости или обични термометар. Он непрекидно реагује на промене температуре. Када би било потребно да се установи највиша и најнижа температура у току дана, онда би било потребно стално проматрање — свих 24 часа. То се у пракси не чини, јер су у ту сврху конструисани посебни специјални екстремни термометри.

Максимални термометар (сл. 30) служи за мерење највиших дневних температура. Од простог живиног термометра разликује се само по облику капиларне цевчице у којој је жива. Она је непосредно изнад резервоара јако сужена. Жива која изађе из резервоара не може да се врати када настане снижавање температуре, него остаје у положају који показује максималну дневну температуру.

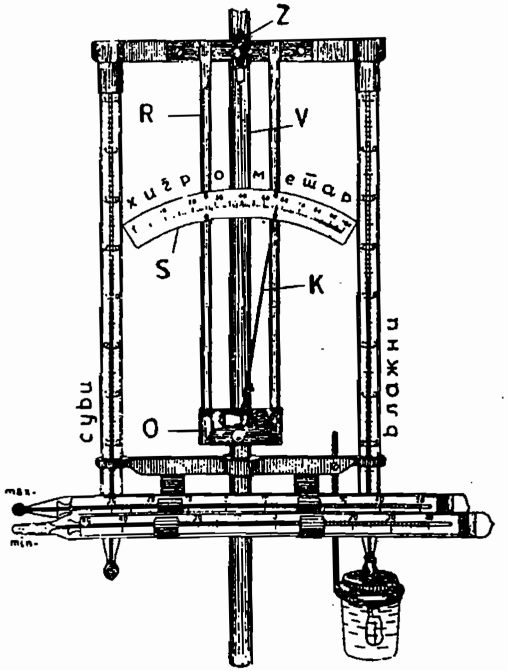
Максимални термометар поставља се тако да му резервоар буде нешто нижи од врха. Када се не би тако учинило, живин кончић би се откинуо, помакао напред и показивао би вишу температуру од стварне.

Минимални термометар (сл. 30) региструје најниже дневне температуре. Он има резервоар у облику двокраке виљушке који се пуни обојеним алкохолом пошто се жива мрзне на температури од —39°C. Виљушкаст облик резервоара омогућује већи додир алкохола у цеви са ваздухом. Овај термометар поставља се у хоризонтални положај. У његовој цевчици налази се мала ста-

[37] Грчки thérmos — топао и metron — мера.

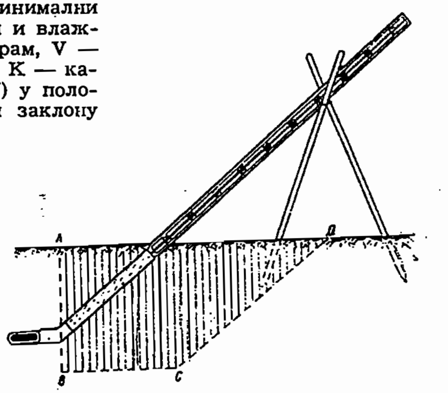
клена шипчица. Док температура расте, алкохол пролази слободно поред ње ка врху термометра, а не покреће је. Али, при опадању температуре алкохол се повлачи и како је површински напон његовог мениксуса јачи од трења шипчице, он је повлачи према резервоару. На тај начин страна шипчица окренута ка врху термометра показује најниже дневне температуре.

Посебну врсту термометра представљају **психрометри**[38] (сл. 30). Они се састоје од два истоветна термометра; један од њих има резервоар обложен влажном тканином па се зато назива **влажни термометар**, за разлику од другог који то нема и назива се **суви термометар**. У колико ваздух није засићен воденом паром влажни термометар показује увек нижу температуру због трошења топлоте при испаравању воде са овлажене тканине. Из разлике температуре влажног и сувог термометра може се посредно одредити степен влажности ваздуха.



Сл. 30 — Максимални (max.) и минимални (min.) термометар, психрометар (суви и влажни термометар) и хигрометар (R — рам, V — влас, Z — завртања, O — осовиница, K — казаљка, S — скала) сви на носачу (N) у положају какав имају у термометарском заклону

За мерење температуре тла употребљавају се **колености живини термометри** (сл. 31). Они се постављају на дубине до 40 см. Резервоар се поставља у хоризонтални положај у дубини тла чија се температура тражи. Поред ових има и термометара који су смештени у заштитни метални оклоп; овај се забада притиском у тле и после 5 минута чита се његова температура на отвору који је заштићен стаклом.



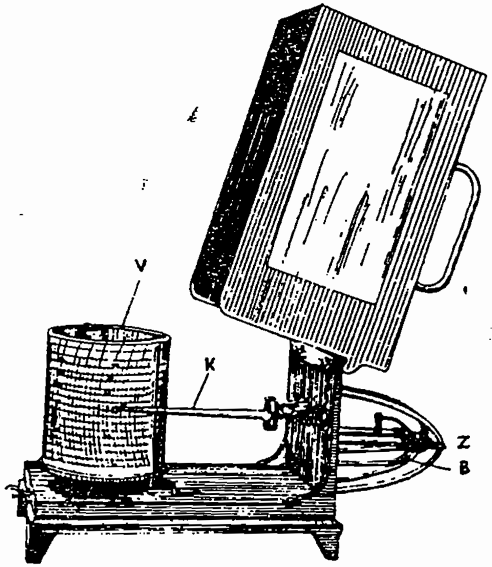
Сл. 31 — Коленасти живин термометар за мерење температуре тла; шрафирана површина ABCD представља ископ земље ради постављања живиног резервоара у хоризонтални положај; пошто се термометар постави, рупа се пажљиво затрпа

Термограф (сл. 32) је инструмент који непрекидно региструје температуре ваздуха. Он се састоји из више делова, међу којима су најважнији: **Бурдонова цев** испуњена алкохолом, која служи као термоелеменат (уместо ње може да се упо-

[38] Грчки psyhros — студен, и metron — мера.

треби и **биметални прстен** B — најчешће од челика и бакра); **преносни механизам са казаљком** K и **ваљак** V са сатним механизмом који се навија једном недељно.

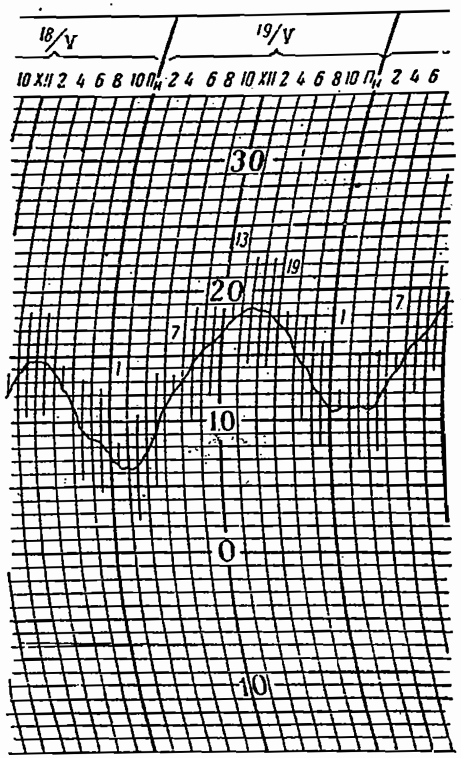
При промени температуре ваздуха биметални прстен се истеже или скупља, што се одмах преноси на казаљку преко механизма; на казаљки је перо са хемијским мастилом (мастило са доста глицерина да се не би брзо сушило) и оно убележава све температурне промене на **термографској хартији** (сл. 33) обмотаној око ваљка.



Сл. 32 — Термограф са подигнутим заштитним поклопцем да би се видела његова конструкција: B биметални прстен (или плочица), Z — завртањ, K — казаљка са преносним механизмом и V — ваљак са термографском хартијом

Термограф се навија сваког понедељка у 7 часова по локалном времену, кључем који је причвршћен на горњој основи ваљка и то у правцу који показује стрелица угравирана поред кључа. Тада се мења и нова трака термографске хартије.

Термограф је мање тачан од живиног термометра, па се зато према њему регулише, померањем пера горе или доле помоћу завртња Z. Ова корекција врши се само ако између термографа и живиног термометра постоји разлика у температури већа од 0,5° C.



Сл. 33 — Термографска хартија са уцртаним дневним током температуре ваздуха и унетим кратким вертикалним цртицама да би се добио размак од по једног часа и тиме тачније очитавале вредности; бројеви 1, 7, 13 и 19 представљају часове када је осматрач проматрао вредности на термометру и термографу, уносио у књижицу разлике на основу којих се добија таблица коректура термографа

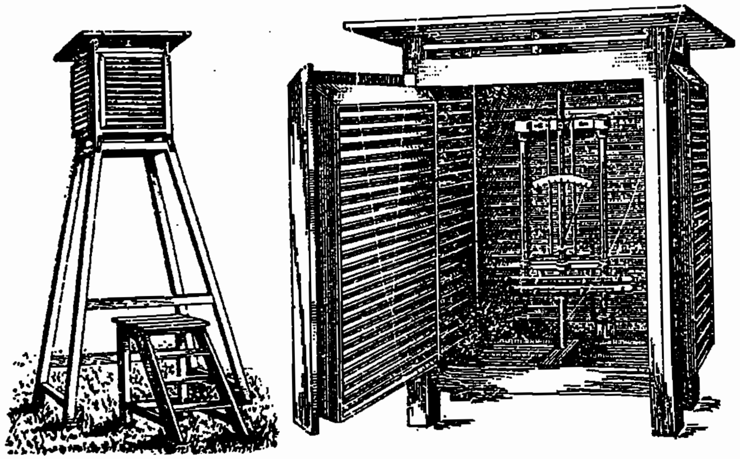
Осматрање температуре ваздуха и земље. Температура ваздуха мери се на 2 м висине изнад тла на термометрима који су заштићени од директног Сунчевог зрачења, а истовремено су изложени слободној циркулацији ваздуха. Ово се постиже у тзв. термометарским заклонима или метеоролошким кућицама (сл. 34), које су саграђене од дрвета и превучене белом бојом споља и изнутра.

Осматрање температуре врши се три пута дневно — у 7, 14 и 21 час по локалном времену. Средња дневна температура добија се приближно када се саберу температуре ваздуха у 7 и 14 часова и томе дода удвојена температура у 21 час, па се све то подели са 4. Према томе, средња дневна температура t биће:

$$t = \frac{t_7 + t_{14} + 2\,t_{21}}{4}$$

У овом обрасцу су t_7, t_{14} и t_{21} температуре ваздуха прочитане у термометарском заклону у 7, 14 и 21 час по локалном времену.

На максималном и минималном термометру температуре ваздуха читају се два пута дневно — у 7 и 21 час по локалном времену. После записивања температуре у 21 час, максимални термометар се стреса, као и онај којим се мери температура тела; ово се чини све дотле, док се живин конац у њему не спусти до температуре коју показује обичан термометар. Стресањем максимални термометар се оспособљава за функционисање у току следећег дана. Минимални термометар се оспособљава такође у 21 час, али на други начин: његов резервоар треба тако поставити да он буде горе, а врх термометра доле. Тада се стаклена шипчица спусти под дејством сопствене тежине до краја алкохола. По оспособљавању оба термометра стављају се у метеоролошку кућицу на своја лежишта.



Сл. 34 — Термометарски заклон — општи изглед (лево) и његова унутрашњост са термометрима постављеним на носачу (десно)

За пољопривреду је важно познавање минималних температура ваздуха изнад самог тла — обично на 4 cm висине. Мерење се врши помоћу минималних термометара у 7 и 21 час, када се овај термометар оспособљава за функционисање у току следећег периода на већ указани начин. Ако је тле под снежним покривачем, онда се минимални термометар ставља на исту висину изнад снега.

Температура земље мери се у исто време када и ваздуха или се средња дневна температура земљишта израчунава по обрасцу

$$t = \frac{t_7 + t_{14} + t_{21}}{3}$$

Подаци добијени по том обрасцу тачни су за дубље слојеве. За површински слој она даје податке који су у зимским месецима нижи од стварних приближно за 0,5°C, а у летњим за 1,4°C.

Дневни ток температура ваздуха и тла. У току ноћи Земља израчује топлоту, те јој се површина расхлађује. Заједно са тлом хлади се и приземни слој ваздуха. Пред излазак Сунца, око 4 часа и 30 минута у просечном годишњем дану, и Земља и ваздух имају најнижу температуру. Али, са изласком Сунца почиње његово деловање. Међутим, како ујутру зраци падају под оштрим углом, земљиште се скоро не загрева, јер Земља и даље има већи расход топлоте од примања. Тек када се упадни угао зракова повећа и притицање Сунчеве топлоте буде веће од Земљиног израчивања, почиње постепено загревање земљишта и ваздуха. Уколико Сунце заузима виши положај, његови зраци падају под све већим углом и све више загревају тле и ваздух. После поднева почиње слабљење Сунчеве радијације, али се због Земљиног израчивања тле и ваздух и даље загревају; температура на површини тла достиже максимум у 13 часова, а ваздуха (на 2 m висине и у термометарском заклону) у 14 часова (таб. 10). После означеног времена Земљино израчивање не може да покрије укупне губитке топлоте, те зато наступа постепено хлађење тла и ваздуха све до изласка Сунца следећег јутра.

Месечне и годишње температуре. На основу дневних температура добијају се месечне и годишње. За добијање месечне температуре тла и ваздуха треба сабрати њихове просечне дневне температуре и збир поделити са бројем дана у месецу. Годишње температуре добијају се из месечних, када се ове саберу и збир подели са 12.

Табл. 10 — Ток температура ваздуха и тла у просечном годишњем дану

Часови	1	3	5	7	10	13	14	16	19
Ваздуха на 2 m.	8.61	8.12	7.78	9.65	13.55	16.11	**16.17**	15.16	11.35
Површина тла	7.32	6.87	6.55	9.73	19.34	**24.01**	23.01	18.65	10.71
Δ t = Тла-Ваздух	-1.35	-1.25	-1.23	0.08	5.79	7.90	6.84	3.49	-0.64

За климатолошка проучавања нарочито су значајне средње месечне и средње годишње температуре. Прве се добијају на тај начин што се саберу вредности месечних температура једног истог месеца у проматраном периоду и тај збир подели са бројем година периода. Из збира средњемесечних температура добија се деобом са 12 средња годишња температура ваздуха и тла у месту мерења за читав период.

Годишњи ток температуре ваздуха. Земља на северној хемисфери прими највећу количину Сунчеве топлотне енергије 22. јуна — на дан

летњег солстиција. Па ипак, иако су у јуну дани најдужи, а крајем тог месеца је и радијација највећа, месечна температура није највиша тада, него у јулу. Тог месеца ваздух се загрева и излучивањем топлоте коју одаје прегрејано земљиште. Међутим, у приморским местима највиша месечна температура је у августу. До овог закашњења у односу на максимум радијације долази отуда, што се водене масе, великог топлотног капацитета, загревају спорије од копна, али се исто тако и спорије хладе од њега. Највеће одавање акумулиране топлоте водених маса мора северне хемисфере је у августу, те је, уз још увек значајно Сунчево зрачење, тог месеца температура ваздуха у приморским местима (и на острвима) највиша.

Најмању количину топлотне енергије Земља добија од Сунца на северној хемисфери 22. децембра — односно крајем године. Месечна температура ваздуха тог месеца није најнижа, јер се он тада загрева примањем Земљине топлоте. И зрачна енергија коју Земља прими од Сунца у јануару мања је од расхода, те се она тог месеца највише расхлади. Због тога су тада најниже и месечне температуре ваздуха.

Према томе, јули је најтоплији месец на северној а најхладнији на јужној Земљиној полулопти, док је јануар на северној најхладнији, а на јужној полулопти најтоплији месец.

10. ОСНОВНИ ТИПОВИ ГОДИШЊЕГ ТОКА ТЕМПЕРАТУРЕ ВАЗДУХА

Годишњи ток температуре ваздуха није подједнак у свим местима на Земљи, јер он зависи од њихове географске ширине, удаљености од мора, особина рељефа, као и од надморске висине. Први чинилац је најважнији; на основу њега издвојена су четири основна типа годишњег тока температура ваздуха, а у вези са удаљеношћу места од мора дати су и њихови континентални и маритимни варијетети.

Екваторијални тип. У полутарским областима Сунчеви зраци падају под углом од 66°33′ у доба солстиција па до 90° у доба равнодневица. На самом полутару, где дан и ноћ преко целе године трају по 12 часова, Сунце је два пута у зениту, па непосредно иза његовог пролаза настају два топла периода. Али, његови зраци падају у току друга два периода под углом који је мањи од 90°, па крајеви око полутара тада примају нешто мању количину топлоте; тако настају два прохладна периода. Међутим, разлика у температурама ваздуха између топлог и прохладног периода је незнатна: она износи у континенталним местима до 7°C, у приморским до 3°C, а на острвима до 1°C.

Годишњи ток температуре ваздуха екваторијалног типа може се уочити по подацима метеоролошке станице *Болобо* у Конгу, која је узета као представник континенталне варијанте и метеоролошке станице *Науру* на Гилбертовим острвима у Тихом океану, која је представник маритимне варијанте екваторијалног термичког типа. Болобо лежи на 330 m надморске висине и има следеће координате: $\varphi = +2°10'$ и $\lambda = +16°13'$, док Науру лежи на 5 m надморске висине и има координате: $\varphi = +0°32'$ и $\lambda = +166°55'$.

Табл. 11 — Годишњи ток температура ваздуха екваторијалног типа

М. С.	I	II	III	IV	V	IV	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.	Колеб.
Болобо	25.6	25.0	26.1	25.8	25.6	25.5	25.2	25.6	25.8	25.2	25.0	24.9	25.5	1.2
Науру	27.4	27.6	27.7	27.9	27.9	27.8	27.5	27.6	27.8	27.8	27.7	27.6	27.5	0.5

Тропски тип има два периода: топли, са највишом температуром ваздуха пре летњег солстиција и прохладни са најнижим температурама ваздуха око зимског солстиција. Амплитуда температура није велика: у унутрашњости континента до 20°C, а у приморјима 5—6°C.

Годишњи ток температуре ваздуха чистог тропског типа континенталне варијанте показују подаци метеоролошке станице *Јурендеци* у унутрашњости Аустралије, а маритимне станице *Ниује* на Тонга острвима у Пацифику, док је тропски тип али поремећен монсунима дат по подацима метеоролошке станице у *Рангуну*. Прва станица лежи на 168 m надморске висине и има координате: $\varphi = -21°35'$ и $\lambda = +138°34'$; друга станица лежи на 21 m надморске висине а има координате: $\varphi = -19°2'$ и $\lambda = -169°55'$; трећа станица лежи на 12 m надморске висине и има координате: $\varphi = +16°47'$ и $\lambda = +96°13'$.

Табл. 12 — Годишњи ток температура ваздуха тропског типа

М. С.	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.	Колеб.
Јурен-денци	30.9	30.3	27.9	24.4	19.8	16,7	15.8	18.0	21.1	26.4	29.0	30.9	24.4	15.1
Ниује	26.1	26.3	26.2	25.0	23.9	22.8	22.6	22.6	23.2	23.9	24.7	25.4	24.4	3.7
Рангун	23.7	25.2	27.3	29.4	27.9	26.4	26.0	25.9	26.2	26.7	25.7	24.2	26.2	5.7

Тип умерених ширина има максимум температуре ваздуха после одговарајућих летњих солстиција — у јулу односно јануару са закашњењем од једног до два месеца у приморским и океанским (острвским) местима. Најнижа температура је после зимских солстиција одговарајуће хемисфере — у јануару односно јулу. И најниже температуре се јављају у приморским местима са извесним закашњењем — до два месеца.

Годишње амплитуде су велике: у унутрашњости континента крећу се до 40°C, а у приморским местима до 8°C. Поред топлог и хладног доба у умереним ширинама разликују се још и два прелазна доба: у првом, пролећу, температуре ваздуха се нагло повишавају, а у другом, јесени, оне се нагло снижавају.

Због велике ширине умерених зона и знатних разлика у температури њихових супротних делова издвајају се у њима још по три мања појаса: *субтропски, стварни умерени и субполарни.*

Годишњи ток температуре умереног појаса субтропске континенталне варијанте приказан је по подацима метеоролошке станице *Телер*, која лежи у Тексасу (САД) на 178 m надморске висине са координатама $\varphi=+30°35'$ и $\lambda=-97°20'$, умереног појаса у ужем смислу континенталне варијанте по подацима метеоролошке станице *Београд* (СФРЈ), која лежи на 132 m надморске висине, док је суптропска маритимна варијанта показана по подацима осматрања метеоролошке станице *Лас Палмас;* она лежи на Канарским острвима и има надморску висину од 9 m и координате: $\varphi=+28°6'$ и $\lambda=-15°41'$. По подацима метеоролошке станице *Керквол* на Оркнејским острвима (Вел. Британија), која лежи на 50 m надморске висине и има координате: $\varphi=+58°56'$ и $\lambda=-2°45'$, приказан је годишњи ток температура ваздуха субполарне маритимне варијанте, док је метеоролошка станица *Чипвајен* на језеру Атабаски (Канада) представник субполарне континенталне варијанте; та станица лежи на 220 m надморске висине и има координате: $\varphi=+58°43'$ и $\lambda=-111°9'$.

Места са маритимном варијантом имају незнатне амплитуде, па било да се ради о субтропској станици (Лас Палмас) или субполарној (Керквол), што је последица термичких особина мора. Два до три пута је већа амплитуда температура ваздуха субтропске континенталне варијанте, као што је случај у Телеру у Тексасу. Нешто већу амплитуду показују места средњих ширина са континенталном варијантом, као нпр. Београд, а највећу представник субполарне континенталне варијанте, као Чипвајен у централној Канади. Веће амплитуде температура ваздуха у континенталним местима су последица термичких особина копна: она се лети загреје до знатних температура, а зими се расхлади, нарочито у субполарним областима.

Табл. 13 — Годишњи ток температуре ваздуха у умереним ширинама

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.	Колеб.
Телер	9.8	11,0	15.7	19.3	23.1	27.0	28.6	28.4	25.7	20.2	14.9	10.0	19.5	18.8
Лас Палмас.	17.2	17.1	17.6	18.3	19.6	21.4	22.3	23.2	22.6	21.9	19.7	17.9	19.9	6.1
Београд	—0.2	1.0	6.2	12.0	16.8	20.4	22.7	21.3	17.8	12.7	8.0	1.1	11.6	22.9
Керквол	3.9	3.7	3.9	5.7	7.9	10.6	12.1	12.2	10.7	7.9	5.8	4.2	7.4	8.5
Чипвајен	—28.4	—21.6	—15.1	—3.0	5.7	11.6	15.2	13.2	6.9	0.3	—9.8	—18.8	—3.3	43.6

Поларни тип се одликује дугом зимом и кратким летом. Најниже температуре ваздуха су у фебруару или марту. Ово закашњавање је последица трајања поларне ноћи до марта на северној, а до септембра на јужној хемисфери, где су у то време најниже температуре. Највише температуре се јављају већином у јулу на северној а у јануару на јужној полулопти. Годишња амплитуда температура ваздуха у континенталним крајевима већа је од 60°, а у приморским се креће између 20 и 26°C. Представник поларног типа континенталне варијанте је *Верхојанск* у источном Сибиру који лежи на 122 m надморске висине и има координате: $\varphi=+67°33'$ и $\lambda=+133°24'$, а маритимне варијанте *Вајгач* на улазу у Карско море на надморској висини од 11 m и са координатама: $\varphi=+70°24'$ и $\lambda=+58°48'$.

Табл. 14 — Годишњи ток температуре ваздуха поларног типа

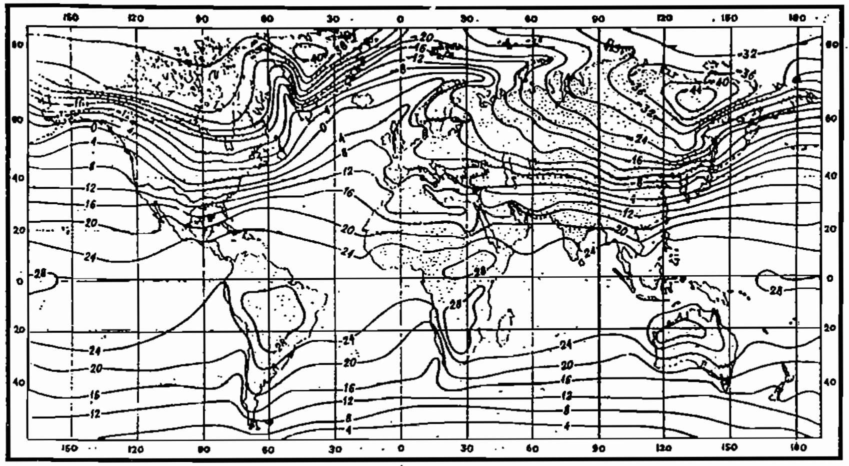
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.	Колеб.
Верхојанск	—50.1	—44.3	—30.2	—13.1	1.5	12.6	15.1	10.0	2.4	—14.6	—36.8	—46.5	—16.1	65.2
Вајгач	—19.5	—20.0	—17.4	—12.8	—4.0	1.2	4.9	5.8	1.6	—3.2	—11.2	—17.0	—7.6	25.8

Утицај мора и копна на температуру (сл. 35 и 36) може се уочити из података осматрања и мерења метеоролошких станица, које су представници маритимне односно континенталне варијанте сва четири главна типа годишњег тока температуре ваздуха.

11. ЈАНУАРСКЕ, ЈУЛСКЕ И ГОДИШЊЕ ИЗОТЕРМЕ

Температуре ваздуха су неједнаке у појединим местима истог термичког типа због лоптастог облика Земљиног и утицаја мора. Да би се о њима ипак добила јаснија слика, спајају се на географској карти сва места са једнаким температурама помоћу линија које се називају *изотерме*.[39] Али, пошто на температуре утиче и надморска висина места оне се морају свести на морски ниво.

На картама се најчешће наносе средње месечне и средње годишње изотерме ваздуха, воде и тла.



Сл. 35 — Карта јануарских изотерми ваздуха изнад континената и океана

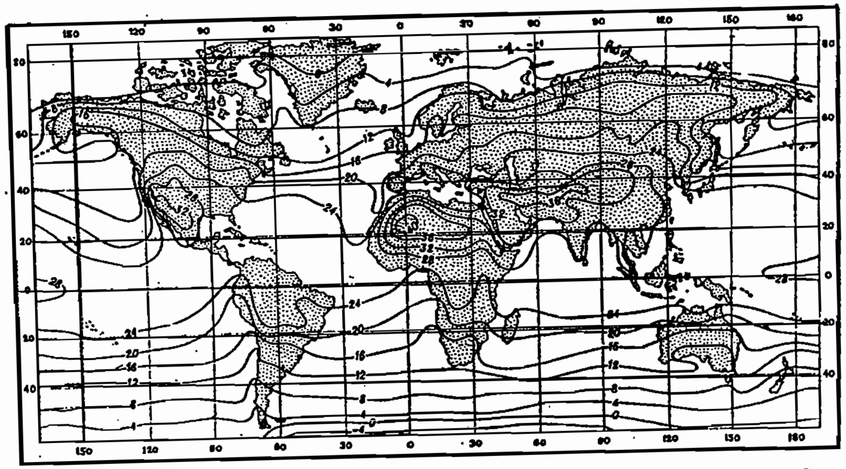
Јануарске изотерме (сл. 35) очигледно показују термичке супротности мора и копна. Топле воде Голфске струје у Атлантику и Куро Шиво у Тихом океану продиру далеко на север. При томе оне

[39] Од грчког isos — једнак и therme — топлота.

одају огромну количину топлоте, која загрева ваздух изнад североисточног Атлантика и северног Пацифика. У првом океану изотерма од 0°C допире у јануару до 72° с.г.ш. Насупрот томе, пространа површина евроазијског копна јако се расхлади. Највеће расхлађивање је у североисточном Сибиру, у Јакутији, где се тада појављује тзв. „пол хладноће“ — са средњим месечним температурама испод —50°C. Изотерма од 0°C повија од Атлантика у Западној и Средњој Европи ка југу до 45° с.г.ш., а у Азији и до 35° с.г.ш. (у Кини), да би, на Пацифику, преко Кореје и Јапана, скренула према северу до 55° с.г.ш. (Алеутска острва).

Према томе, јануарске изотерме су повијене изнад мора према северу, а изнад копна према југу, Исту појаву запажамо на североамеричком континенту, а нешто слабије изражену на океанима и континентима јужне полулопте. Топлотни центри, ограничени изотермом од 30°C налазе се у јануару у југозападној Африци и северној Аустралији, док је термички екватор нешто јужније од полутара.

Јулске изотерме (сл. 36) имају друкчије положаје од јануарских. Оне су јако извијене у правцу севера на континентима, а незнатно у правцу југа на океанима; изузетак чине југозападне обале Јужне Африке и Јужне Америке, поред којих теку хладне струје према екватору и утичу на температуру ваздуха изнад приобалског појаса копна.



Сл. 36 — Карта јулских изотерми ваздуха изнад континената и океана

„Пол хладноће“ у јулу је на Антарктиди, где изотерма од —45°C захвата пространу област са пречником од око 1000 km. Апсолутно минимална температура ваздуха забележена је на совјетској антарктичкој станици „Восток“, износила је —88,3°C (24. VIII 1960). У исто време изотерма од 30°C обухвата Сахару, Арабију и Средњу Азију, као и Неваду, Аризону и северни Мексико у Америци; у централној Сахари налази се и мања територија ограничена изотермом од 40°C.

У пустињи Либији и Долини Смрти у Невади честе су температуре изнад 50°C. Апсолутно највише и најниже температуре ваздуха на Земљи дате су у таб. 15. Термички екватор лежи у јулу изнад океана 3—5°, а изнад копна и до 25° г.ш. северније од полутара.

Табл. 15 — Екстремне температуре ваздуха на Земљи (по *81*)

Место	t° C	Датум мерења и примедбе
Сан-Луј (Мексико)	+57,8	11. 0.8 1933.
Ел Азиза (Либија, близу обале Медитерана)	+57,8	13. 09. 1922. Званично није признато
Долина Смрти (Калифорнија)	+56,7	10. 07. 1913.
Луг-Ферранди (Сомалија)	+31,1	Највиша средња месечна: 13-огодишњи низ осматрања
Стјуарт (унут. Аустралија)	+55,0	По незваничним подацима
Цејкобабад (Пакистан)	+52,8	
Кебилија (Тунис)	+55,0	Пустињска равница уз слану лагуну
Ел-Уед (Алжир)	+54,5	Сведена на морски ниво
Гадамес (Либија)	+55,7	Сведена на морски ниво
Аин-Салах (јужни Алжир)	+54,7	Сведена на морски ниво
Арауан (Мали у Сахари)	+55,6	Сведена на морски ниво
Вади Халфа (Судан)	+52,5	
Верхојанск (Јакутија)	—67,8	5. и 7. 02. 1892. Станица у долини
Ојмјакон (Јакутија)	—77,8	Зима 1938. Планинска долина, 800 m a. в.
	—71,7	Сведена на морски ниво
Станица Ајсмите (Гренланд)	—66,1	6. 12. 1949. на око 3000 m a. в.
Сааг (Аљаска, Јукон)	—62,8	3. 02. 1947
Форт-Јукон (Аљаска)	—61,1	14. 01. 1934. по незваничним подацима
Јужни пол Земље	—79,9	Зима 1958.
Станица Совјетскаја, 78°24′ j. ш., 87°35′ и. д.	—86,6	17. 0.8 1958. на око 3700 m a. в.
	—71,8	Месечна за август 1958. — најнижа месечна температура на Земљи
Станица Восток, 78°27′ j. ш. 106°52′ и. д. (Источна Антарктида)	—88,3	24. 08. 1960. Пол хладноће на Земљи
	—71,6	Месечна за август 1958.
	—30,9	Јануар 1958. Највиша месечна на тој станици у 1958. год.
Станица Комсомољскаја, 74°06′30″ j. ш., 97°28′ и. д. (Источна Антарктида)	—80,7	Зима 1958.
	—65,7	Месечна за август 1958.
	—31,4	Јануар 1958. Највиша месечна на Земљи за најтоплији месец

На изузетно високим температурама ваздуха, какве су забележене у Сан-Лују у Мексику, Ел Азизи у Либији, Долини Смрти у САД итд. човек не може дуго да опстане на сунцу. Прегрејани делови машина онемогућују њихово коришћење, а поједини изолациони материјали постају врло меки или се скоро топе. Али и при екстремно ниским температурама ваздуха, какве су забележене на Антарктиди и у Јакутској ССР, човек мора да буде посебно одевен да би издржао сурови мраз. Совјетски научник (лекар) који је на Антарктиди при мразу од —80°C

скинуо маску са лица само у току од једног минута, једва је остао у животу, али са трајним последицама. Посебне особине имају и метали — обични челик је крт на удар, гума такође, бензин је густ као нафта итд. Због тога се за изузетно топле и хладне области конструишу посебни изолатори, за машине се прави специјални челик, а за људе посебне врсте одеће од природних и вештачких влакана да би опстали на изузетно ниским температурама. Амплитуда екстремних температура на Земљи износи 144,4°C.

Годишње изотерме дате су на основу података о средњим годишњим температурама ваздуха. Њихов положај је сличан јануарским изотермама, само с том разликом, што су на истом упореднику мања температурна одступања. Годишња изотерма од 0°C допире у Северном леденом океану до 75° с.г.ш., што је последица топлоте примљене из вода Голфске струје. На јужној полулопти ова изотерма иде скоро паралелно са 60° ј.г.ш., док се изотерма од 10°C готово поклапа са 45° ј.г.ш. На северној полулопти она је претежно извијена према северу и пружа се углавном око 45° с.г.ш. Изотерме од 20°C обухватају скоро целу Африку, јужну Азију, северну Аустралију, највећи део Јужне Америке и Мексико. Термички екватор није на полутару, него око 10° с.г.ш.

12. ТОПЛОТНИ ПОЈАСЕВИ

По подацима које је прорачунао М а ј н а р д у с (1925) средње температуре упоредника износе у °C (таблица 16):

Табл. 16 — Средња температура ваздуха на појединим упоредницима у °C

Упоредник	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	Колеб.
С е в е р н а ш и р и н а											
Јануар	26.3	25.8	21.8	14.5	5.0	−7.1	−16.1	−26.3	−32.2	−41.0	67.4
Јули	25.6	26,9	28.0	27.3	24.0	18.1	14.1	7.3	2.0	− 1,0	29.0
Год.	26.2	26.7	25.3	20.4	14.1	5.8	−1.1	−10.7	−17.2	−22.7	49.4
Δ t°	0.9	1.4	6.2	12.8	19.0	25.2	30.2	33,6	34.2	40.0	—
Ј у ж н а ш и р и н а											
Јули	—	23.9	20.0	14.7	9.0	3.0	−10.3	−23.9	−36.3	−42.0	65.9
Јануар	—	26.3	25.4	21.9	15.6	8.3	1.2	− 1.3	− 7.4	−11.0	37.3
Год.	—	25.3	22.9	18.4	11.9	5.5	− 4.1	−13.3	−24.7	−30.0	55.3
Δ t°	—	2.5	5.5	7.[illegible]	6.6	5.3	11.5	22.6	28.9	31.0	—

Из података датих у табл. 16. очигледно је:

1. да је најтоплији упоредник на Земљи 10° с.г.ш.;
2. да је полутар најтоплији у јануару, док је у јулу најтоплији упоредник 20° с. г. ш.;
3. да се температуре нагло снижавају ка половима;
4. да је средња годишња температура ваздуха виша на северној полулопти, изузев 55° ј. г. ш., на којем су температуре обе хемисфере једнаке;
5. да се годишње колебање температуре повећава ка половима. Амплитуде температура на северној полулопти веће су за 9°C, што је последица утицаја различитог загревања великих копнених маса и океана, док на јужној полулопти преовлађују океани, те су стога и амплитуде незнатне.

Помоћу средњих температура појединих упоредника прорачунате су температуре Земљиних топлотних појасева и оне износе у °C:

Т о п л о т н и п о ј а с

Полулопта	тропски	умерени	Разлика
Северна	26.0	12.2	13.8
Јужна	24.4	11.1	13.3
Разлика	1.6	1.1	—

Као што се види, оба топлотна појаса на северној полулопти су топлија од оних на јужној за 1,6° или 1,1°, односно просечно за 1.3°C.

У месецима са екстремним температурама у години температура ваздуха износи у °C:

	Јануар	Јули	Година	Год. колебања
Северна полулопта	8.1	22.4	15.2	14.3
Јужна полулопта	17.0	9.7	13.3	7.3
Цела Земља	12.6	16.0	14.3	3.4

На основу горњих података може се закључити:

1. да је зима на северној полулопти за 1,6°C хладнија него на јужној полулопти (t_S VII — t_N I);
2. да је лето на северној полулопти за 5,4°C топлије него на јужној (t_S VII — — t_S I);
3. да северна полулопта има скоро два пута већа колебања температура него јужна;
4. да је због пространих континенталних маса на северној полулопти, које се лети прегреју, Земља у јулу топлија за 3,4°C него у јануару, иако је тада даља од Сунца за око 5 милиона km.

Топлотни појасеви на Земљи имају астрономски одређене границе: топли — између 23° 27′ с.и.ј.г.ш., тј. он лежи између повратника; умерени — између 23° 27′ и 66° 33′ на обема ширинама, односно, они леже између оба повратника и обе поларнице; северно од 66° 33′ на с.г.ш. и јужно од 66° 33′ на ј.г.ш. леже хладни појасеви.

Тако ограничени топлотни појасеви не одговарају стварном стању, те су њихове границе издвојене по положају изотерми. Топли појас лежи између годишњих изотерми од 20°C, док умерени појасеви леже између годишњих изотерми од 20° и јулске изотерме од 10° на северној, а јануарске изотерме од 10° на јужној полулопти. Северно од јулске изотерме од 10°C лежи северни хладни појас, док се јужно од јануарске изотерме од 10°C простире јужни хладни појас.

Границе између топлотних појасева уочавају се у природи и по представницима биљног света. Граница између топлог и умерених појасева иде кроз крајеве који раздвајају степску од пустињске вегетације, изузев област монсунске Азије. Знатно јаснију границу имају умерени и хладни појасеви: она се углавном пружа по узаном појасу који изразито одваја тундру од тајге.

13. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА НА ПЛАНИНАМА И У СЛОБОДНОЈ АТМОСФЕРИ

Температура ваздуха на планинама. — Ваздух се загрева претежно оном топлотом коју одају земљиште и водене масе. Због тога су нижи или приземни слојеви ваздуха топлији од његових виших слојева. То је главни узрок опадању температуре ваздуха са порастом

надморске висине. Али, иако је снижавање температуре неједнако у разним местима, ипак се на основу многобројних осматрања узима да оно износи просечно око 0,6°C на сваких 100 m висине.

Снижавање температуре ваздуха на сваких 100 m висине назива се *термички градијент* или *вертикални температурни градијент* (сл. 37). Његова величина се мења у току године и у истом месту. То показују подаци годишњег тока температура ваздуха на Илици и на Бјелашници (табл. 17). Прва метеоролошка станица лежи на висини од 497 m а друга на 2067 m — тј. између њих постоји висинска разлика од 1570 m. Она је довољна да се уоче променљивости термичког градијента.

Табл. 17 — Температура ваздуха на Илици (И) и на Бјелашници (Б) са вредностима термичког градијента (TG) у периоду 1925—40. године

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
И	—1.8	—1.3	4.0	9.4	13.7	16.9	18.9	17.5	14.2	9.9	6.2	—0.4	8.9°C
Б	—6.9	—8.0	—5.6	—1.7	2.8	7.4	10.0	9.4	6.6	2.7	—0.6	—5.7	0.9°C
Δt	—5.1	—6.7	9.6	7.7	10.9	9.5	8.9	8.1	7.6	7.2	5.6	—5.3	8.0°C
TG	·325	·427	·542	·491	·694	·605	·507	·516	·484	·458	·357	·338	508°C/100m

Још очигледнији утицај висине планина на опадање температуре ваздуха пружа пример Триглава. За израчунавање термичког градијента узети су подаци осматрања метеоролошких станица Обира (2140 m) и Железне Капле (554 m) — обе у Корушкој, па је на основу података станице у Бохињској Бистрици (507 m) добијен годишњи ток температуре ваздуха на различитим висинама Триглава (табл. 18).

Табл. 18 — Температура ваздуха на различитим висинама на Триглаву у периоду 1925—40. год.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год.
2863 m	—7.8	—8.9	—8.5	—8.2	—4.3	0.0	3.2	4.1	1.6	—1.7	—3.3	—4.7	—3.4
2500	—7.1	—7.7	—6.5	—6.4	—2.0	2.2	5.0	6.0	3.4	0.0	—3.9	—4.1	—1.8
2110	—6.4	—6.3	—4.5	—3.9	0.6	4.8	7.5	8.2	4.4	1.7	—2.8	—3.3	0.0
2000	—6.2	—6.1	—3.9	—3.1	1.4	5.4	8.1	9.3	5.9	2.6	—2.5	—3.2	0.6
1500	—5.3	—4.3	—1.3	—0.0	4.6	8.6	11.0	11.5	7.8	4.5	—0.9	—2.2	2.8
507	—3.5	—1.0	—3.8	6.3	11.1	14.8	16.8	17.0	13.4	9.0	2.3	—0.3	7.8

На врху Бјелашнице (табл. 17) температуре ваздуха ниже од 0°C трају 6 месеци, док је средња годишња температура позитивна (0,9°C). Међутим, на Триглаву (табл. 18), који је за скоро 800 m виши од Бјелашнице, температуре ваздуха ниже од 0°C трају 8 месеци; средња годишња температура је негативна и износи —3.4°C; на висини од 2110 m она је једнака 0°C.

Колебање температуре ваздуха опада са висином: у Бохињској Бистрици оно износи 20.3°C, на 1500 m 16.8°C, на 2000 m 15.5°C, на 2110 m 14.6°C, на 2500 m 13.7°C и на врху Триглава, на 2863 m 13.0°C.

Помоћу термичких градијената (TG) за Бјелашницу (табл. 17) и Триглав (табл. 18) могу се задовољавајућом тачношћу прорачунати средње месечне и средње годишње температуре ваздуха на другим нашим високим планинама.

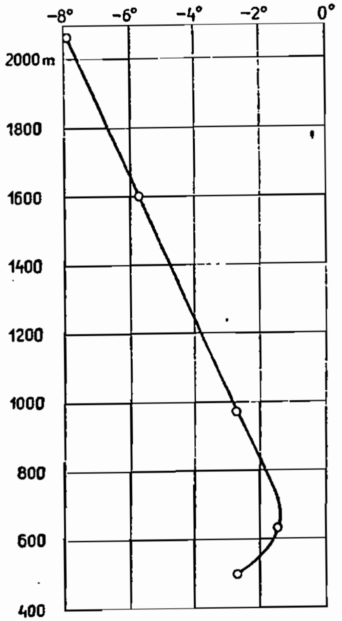
При изради изотермних карата средње месечне и средње годишње температуре с в о д е   с е   н а   м о р с к и   н и в о по обрасцу

$$t_0 = \frac{H \cdot TG}{100} + t_{sr}$$

у којем је t_o температура ваздуха сведена на морски ниво, H надморска висина места чија је средња температура t_{sr} а TG је термички градијент. Нпр. температура ваздуха на врху Бјелашнице сведена на морски ниво износи:

$$t_0 = \frac{2067 \cdot 0.51}{100} + 0.9 =$$

$$= 10,56 + 0\,9 = 11,46^0\,C$$



Сл. 37 — Промене просечне температуре ваздуха у јануару (период 1901—1930 год.) са порастом висине — од Илице до врха Бјелашнице (по П. Вујевићу)

Вредност годишњег термичког градијента зависи од неких географских чинилаца, међу којима су најзначајнији географска ширина, континенталност, облици рељефа и облачност.

Утицај географске ширине није велики. Тако годишњи термички градијент износи на планинама око полутара 0.61°C а у планинама северног умереног појаса 0.55°C.

Утицај континенталности је променљив на разним географским ширинама. У тропским приморским планинама и планинама на океанским острвима годишњи термички градијент износи 0.45°C, док је на тропским планинама, које су удаљене од океана, он нешто већи —0.62°C. Највећу његову величину имају приморске планине умерених ширина — 0.65°C; на планинама ових ширина које су удаљене од мора он износи 0.56°C.

Утицај рељефа зависи од његових облика. На заталасаним планинским платоима он износи 0.43°, на бреговитом терену 0.54°, на рељефу са стрмим падинама 0.64°, док између оближњих врхова који нису заклоњени другим вишим врховима годишњи термички градијент достиже величину од 0.75°C на сваких 100 m висине.

Утицај облачности је велики. Тако је Зиринг констатовао да при ведром времену термички градијент на Јури износи просечно 0.40°C,

а при облачном 0.62°C. Ту разлику он објашњава вишом температуром при ведром времену како на подпланинским тако и на планинским метеоролошким станицама.

Максималне и минималне вредности годишњег термичког градијента у различитим климатским условима дате су у таблици 19.

Табл. 19 — Вредности годишњег термичког градијента (до 1 km висине изнад тла)*

Општи климатски услови	Максималне вредности		Минималне вредности	
	Годишње доба или месеци	Промена C°/100m	Годишње доба или месеци	Промена C°/100m
Влажна клима тропских шума	Месеци са мало падавина	> 0,5	Месеци са много падавина	≧ 0,5
Клима савана	Суво доба	> 0,6	Кишно доба	≧ 0,45
Пустињска клима на западним обалама континената у тропима и суптропима	Претежно у другој половини године	< 0,4	Претежно у зимској половини године	≦ 0,2
Пустињска клима у унутрашњости континената у тропима и субтропима	Летња половина године	≧ 0,8	Зимска половина године	> 0,5
Умерени субтропски климат са сувим летом	Зимска половина године	> 0,6	Летња половина године	< 0,5
Клима умерених ширина — хладна зима	Летња половина године	≧ 0,6	Зимска половина године	0—0,5
Маритимни климат умерених ширина на западним обалама континената	Пролеће	> 0,5	Зима	0—0,5
Клима у областима полова хладноће на северној полулопти	Летња половина године	> 0,6	Зимска половина године	< 0
Поларна клима — клима вечите хладноће	Летња половина године	≦ 0	Зимска половина године	< 0

Из података датих у табл. 19 очигледно је да се при израчунавању вредности термичког градијента у областима изван наше земље морају узети његове одговарајуће величине. Екстремне вредности термичког градијента утврђене су у североисточном Сибиру, где износе зими 1.84°C, а лети 0.81°C.

Температура ваздуха у слободној атмосфери проучавана је у свим географским ширинама на висинама до 18 km, али се сабрани подаци односе на различите периоде. Због тога они приказују само приближно стање температуре ваздуха на одређеним висинама. За дужи низ година ти подаци имају следеће вредности (табл. 20).

* По Х. Лаутензаху и Р. Бегелу (1956. год.)

Табл. 20. — Средње годишње температуре ваздуха у слободној атмосфери у °C (*104*, 121)

Висина у km	Тле	1	2	4	6	8	10	14	16
Н. Земља, +77°	—11.8	—13.2	—14.3	—22.0	—34.9	—50.9	—52.3	—43.1	—
С. Луис. +40°	11.0	6.8	2.7	— 7.3	—20.2	—34.8	—47.8	—56.7	—56.7
Џакарта —6°2′	26.4	20.6	15.0	4.1	— 7.1	—19.3	—34.1	—67.7	—79.2

Као што показују подаци у табл. 13 на већим висинама у слободној атмосфери температура ваздуха опада не само са надморском висином него и са географском ширином: на горњој граници тропосфере она је нижа на екватору него на половима.

Средњи годишњи термички градијент за ваздух у слободној атмосфери креће се на Новој Земљи између 0.11° (за висине од 1 до 2 km) и 0.80° (за висине од 6 до 8 km), у Сент Луису од 0.01° (за висине од 14 до 16 km) до 0.73° (за висине од 6 до 8 km) и у Џакарти између 0.55° (за висине од 2 до 4 km) и 0.84°C (за висине од 10 до 14 km).

Мерењем температуре ваздуха на великим висинама у слободној атмосфери одређена је доња граница стратосфере, чија се висина повећава са смањивањем географске ширине (77, 123):

Место	Географска ширина	Почетак стратосфере	Температура на њему
Лењинград	59.7°	9.6 km	—54.0°
Павија	45.2°	11.2	—58.7°
Агра	27.2°	16.3	—73.9°
Џакарта	—6.2°	17.0	—85.2°

Годишњи ток температуре ваздуха у слободној атмосфери изнад Средње Европе може се уочити из података које је средио А. Вагнер (табл. 21).

Табл. 21 — Годишњи ток температуре ваздуха у слободној атмосфери изнад Средње Европе по Вагнеру (*104*, 125)

Висина у km	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
16	—57.9	—57.1	—56.1	—54.8	—52.8	—50.6	—49.1	—49.3	—51.4	—54.4	—57.0	—58.1
13	—58.3	—58.0	—56.9	—55.1	—53.0	—51.1	—50.2	—50.6	—52.2	—54.2	—56.2	—57.7
11	—57.6	—57.3	—55.7	—53.8	—52.0	—50.3	—49.0	—48.3	—48.9	—50.9	—53.8	—56.4
10	—54.4	—55.1	—54.4	—52.4	—49.7	—46.8	—44.7	—43.9	—44.8	—46.9	—49.7	—52.5
9	—49.2	—50.4	—50.6	—49.2	—45.8	—41.6	—37.9	—36.8	—38.3	—41.4	—44.7	—47.3
7	—36.0	—37.5	—38.0	—36.5	—32.4	—27.2	—23.0	—21.9	—23.9	—27.6	—31.2	—33.9
5	—21.9	—22.7	—23.1	—22.1	—19.0	—14.2	— 9.8	— 8.1	— 9.8	—13.8	—17.8	—20.5
3	— 9.3	—10.5	—10.5	— 9.4	— 6.4	— 2.1	1.7	3.1	1.4	— 2.3	— 6.0	— 8.5
2	— 5.4	— 5.7	— 5.3	— 3.9	— 0.9	3.2	6.8	8.2	6.5	2.7	— 1.3	— 4.2
Тле	— 1.5	— 0.9	1.8	5.4	9.5	13.3	16.3	17.4	15.7	11.3	5.6	0.8

Подаци дати у табл. 20 показују да се просечне екстремне температуре ваздуха премештају са висином у разне месеце. Нарочито су

велика померања код минималних температура: најнижа температура изнад тла је у јануару, на висини од 2 km у фебруару, док је на висинама од 3 до 9 km у марту; на већим висинама она се опет помера у фебруар, односно јануар и децембар. Ова појава запажена је и за екстремне температуре на високим планинама (табл. 16 и 17). Максималне температуре ваздуха у Средњој Европи до 11 km висине су у августу, а у већим висинама у јулу.

П. Вујевић (*104,* 126) указује да се померање екстремних температура ваздуха на великим висинама у друге месеце дешава због „конвективних струја, ослобађања топлоте при кондензацији водене паре и топлотног зрачења". При томе је нарочито важан други чинилац: водена пара снижава температуру нижих слојева ваздуха испаравањем, а њеном кондензацијом на већим висинама ослобађа се топлота; даље, водена пара не спречава загревање конвективним струјањем и зрачењем, али кондензацијом односно стварањем облака умањује хлађење високих слојева тропосфере.

Разлике у температури ваздуха слободне атмосфере и на високим планинама. — Истовременим мерењем температура ваздуха у слободној атмосфери и на оближњим високим планинама (у Швајцарској за врх *Сентис,* 2500 m) утврђено је: „да је слободна атмосфера, у зимској половини године, и ујутру и по подне топлија од ваздуха над Сентисом, просечно за 1.0°, док је лети у оба времена нешто хладнија, у просеку за 0.5°, а у пролећу је ујутру топлија, по подне хладнија. Просечно је у средњем годишњем дану, Сентис у 14 часова готово за 0.3° топлији од околне слободне атмосфере, али је у 7 часова за 0.9° хладнији па је, и у просечној дневној вредности, тај планински врх нешто хладнији од околне слободне атмосфере" (*104,* 127).

На висоравнима централног *Тибета* у летњој половини године (март—септембар) температура ваздуха у приземном слоју виша је за 7—9° а у источном делу Тибета за 4—6°C од температуре слободне атмосфере на истој висини а за 35° с. г. ш. Зими је ваздух хладнији изнад висоравни Тибета него на истој висини у слободној атмосфери; то је последица температурне инверзије.

14. ИНВЕРЗИЈЕ ТЕМПЕРАТУРЕ ВАЗДУХА

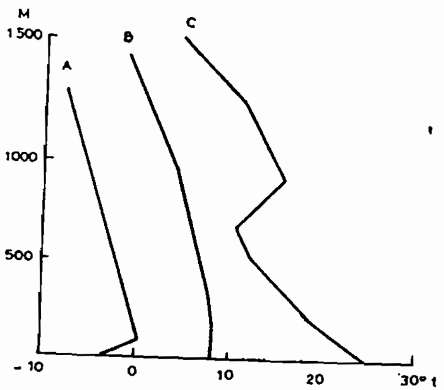
У посебним временским условима појављује се повећање температуре ваздуха са порастом висине, које се у метеорологији назива *температурном инверзијом.*[40] По узроку постанка разликују се четири типа инверзија.

Радијациона или *приземна инверзија* (сл. 38, а), је карактеристична појава у току зиме. Она обухвата приземни слој ваздуха и образује се под следећим условима: 1. неопходно је да је Земљино израчивање топлоте дуготаласним зрачењем веће од укупне примљене топлоте краткоталасним или Сунчевим зрачењем; ово је могуће зими, поготову за време дугих ноћи; 2. незнатна величина апсолутне влаге у атмосфери, због чега већи део Земљиног дуготаласног зрачења одлази у

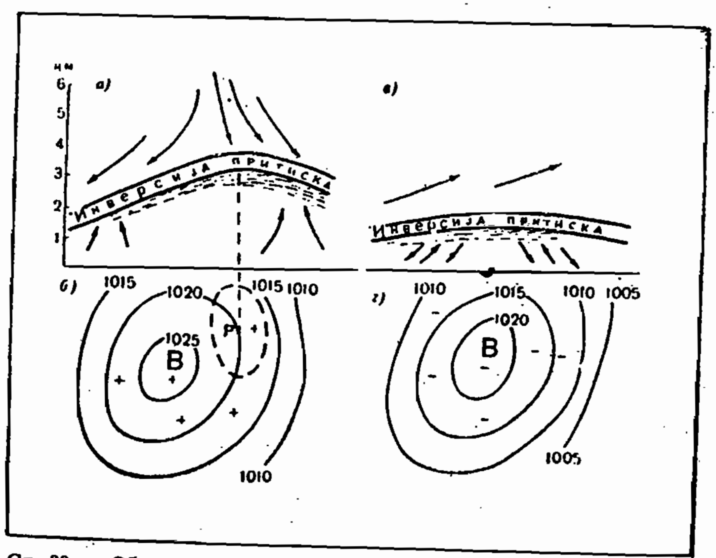
[40] Од латин. inversio — преокрет, обрт, искретање.

међупланетарни простор; 3. минимално противзрачење атмосфере — при ведром времену или врло ниским облацима; 4. време без ветра — при којем нема мешања топлијег ваздуха са хладнијим ваздухом; 5. снежни покривач који рефлектује већи део Сунчевог зрачења (стари снег 30—70%, а свежи снег 70—95%). У поларним областима, где снег и лед током целе године покривају Земљину површину, радијациона инверзија је нормална појава; дебљина инверзионог слоја у овим областима достиже до 1.000 m. У нашим крајевима дебљина инверзионог слоја није већа од 100—200 m; каткад не премаша ни 20 m.

Висинска инверзија (сл. 38, с) се формира у слободној атмосфери и у два случаја: прво, у граничној зони двеју ваздушних маса са различитим брзинама кретања, и, друго, изнад горње површине слоја облака а при интензивном ноћном израчавању топлоте дуготаласним зрацима.



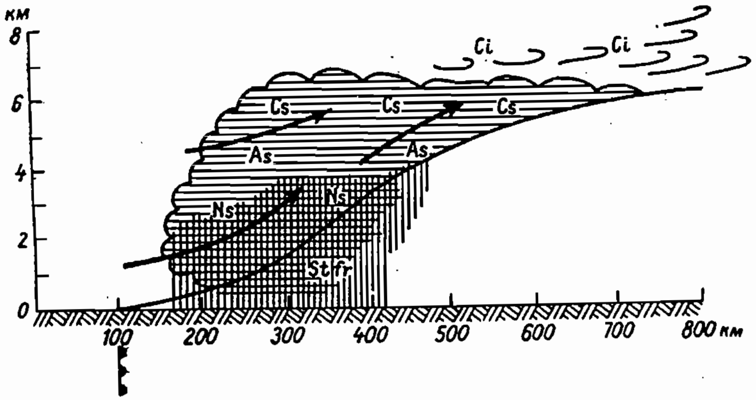
Сл. 38 — Различити типови расподеле температуре ваздуха са порастом висине: А — приземна инверзија; В — приземна изотермија, С — инверзија у слободној атмосфери (по С. П. Хромову)



Сл. 39 — Образовање инверзије спуштањем ваздуха (односно инверзија компресије или притиска) у антициклону који јача (а) и слаби (v); испод хоризонталне црте приказане су изобаре првог (b) и другог антициклона (g) (по И. Г. Пчелку)

Инверзија спуштања ваздуха или *инверзија компресије* (сл. 39) се такође формира у слободној атмосфери. До овакве инверзије долази на тај начин што се хладнији ваздух спушта ка нижим слојевима, али се при том он динамички загрева, па може бити топлији од приземног слоја ваздуха.

Фронтална инверзија настаје на додиру различитих ваздушних маса. При кретању хладног фронта (од. 33) топлији ваздух се издиже изнад хладнијег. До исте појаве долази и на топлом ваздушном фронту, када топли ваздух належе на хладну ваздушну масу и при том је исклињава (сл. 40). Пошто се ваздушни фронтови крећу брзинама од 30—50 km/h (хладни ређе и брзином до 100 km/h) фронталне инверзије температуре ваздуха настају брзо; оне су праћене фронталним падавинама (од. 33).



Сл. 40 — Инверзија на топлом фронту; изнад фронталне површине (означене линијом која полази од топографске површине) је топли ваздух у којем су формирани различити типови облака са обилним падавинама из нимбостратуса (Ns); испод фронталне површине је хладни ваздух, који непосредно испред топлог фронта има облик клина (по С. П. Хромову)

У нашим крајевима су честе инверзије температуре ваздуха. Посебан привредни значај имају радијационе инверзије у току првих пролећних ноћи, када расхлађени ваздух може нанети велике штете усевима и процветалим воћкама. Да би се биље заштитило од мраза, треба смањити интензитет дуготаласног израчивања топлоте, што се код нас постиже паљењем влажне сламе и образовањем слоја дима високог неколико метара. У исту сврху у воћњацима Калифорније служе специјалне петролејске пећи. Оне загревају ваздух, али истовремено стварају дим и маглу, која ионако угрожава некада лепо поднебље Калифорније. Због тога се у новије време уместо петролејских пећи користе велике елисе, покретане снажним моторима; оне покрећу ваздух и не допуштају му да се задржи у месту и прехлади се.

Најбољи пример температурне инверзије је Целовачка котлина (табл. 22). Она је опкољена високим планинама и зими је испуњена масом прехлађеног ваздуха просечне моћности око 650 m. На јужном ободу те котлине јануарске и зимске изотерме имају ове величине:

Табл. 22 — Температурне инверзије у Целовачкој котлини

Меоторол. станица	Висина у m	Температура у °C	
		Јануар	Зими
Обир	2140	—7.2	—6.8
Мали Обир II	1612	—5.3	—4.6
Мали Обир I	1230	—4.5	—3.8
Графштајн	1096	—3.2	—2.5
Језерско	900	—3.2	—2.6
Железна Капла	554	—4.3	—3.1
Целовац	440	—6.4	—4.8

Због честих температурних инверзија немогуће је гајење неких биљних култура по дну дубоких планинских котлина, крашких поља и увала, које су повремено права „језера“ испуњена прехлађеним ваздухом. Такве културе успевају на падинама котлина и крашких поља, где су мање опасности од мразева.

Појава инверзије температура је веома значајна и за климу градова (глава X). Инверзија изазива стабилност ваздушног слоја у којем се развије, чиме престаје могућност конвективног издизања изнад тог слоја. Стога се испод њега изнад градова сакупља дим. Он погодује образовању магле, која, као какав огроман застирач, лебди над градом. Због постојања сталне инверзије температуре ваздуха изнад Лос Анђелоса и огромних маса загађеног ваздуха, који одају индустрија, домаћинства и три милиона аутомобила, погоршано је поднебље у овом граду.

III. ВАЗДУШНИ (АТМОСФЕРСКИ) ПРИТИСАК

15. МЕРЕЊЕ АТМОСФЕРСКОГ ПРИТИСКА

Познати италијански физичар Торичели одредио је 1643. године тежину ваздушног стуба атмосфере до њене горње границе. За свој оглед употребио је **живин барометар**[41], који се састоји од суда С са живом и стаклене цеви В дугачке 90 cm са пречником од 7 mm (сл. 41).

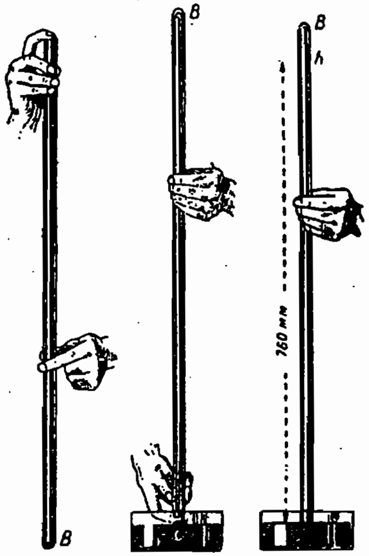
У суд С улије се жива до извесне висине. Са њом се напуни и цев В која је затворена на једном крају; на њен отвор стави се прст, а цев се окрене и зарони у живу у суду. Када се прст потом уклони, жива у стакленој цеви спусти се до одређене висине h. Ова висина није увек иста: на површини мора она износи око 760 mm (на 45° г. ш. и при температури од 0°), на 2000 m изнад мора око 600 mm, док је на висини од 10 km изнад мора висина живиног стуба у цеви свега 200 mm.

[41] Од грчког baros — тежина и metron — мера.

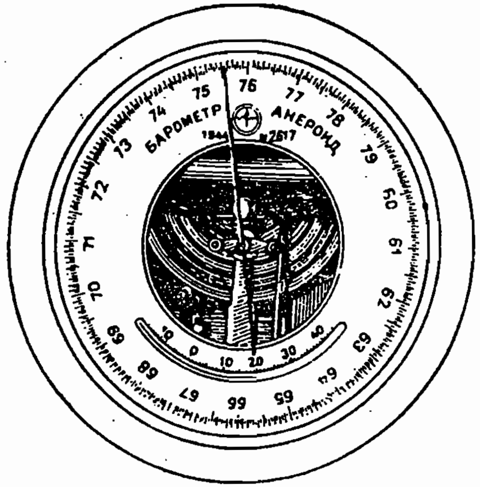
Живин стуб у цеви застаје на одређеној висини. Својом тежином он стоји у равнотежи са ваздушним стубом B, који својом масом притискује на живу у отвореном суду и не допушта јој да истече из цеви, јер је тежина живиног стуба високог 76 cm (760 mm), а са пресеком цеви од 1 cm једнака тежини ваздушног стуба B (исте основе) до горње границе атмосфере, тј

$$76 \cdot 13.596 \text{ g} = 1033{,}3 \text{ g}$$

Притисак ваздушног стуба на површини од 1 cm^2 од нивоа мора па до горње границе атмосфере назива се *једна атмосфера*.



Сл. 41 — Мерење ваздушног притиска живиним барометром (објашњења у тексту)



Сл. 42 — Спољашњи изглед металног барометра или анероида

Норвешки физичар Бјеркнес предложио је 1910. године да се ваздушни притисак изражава у апсолутним јединицама за меру (CGS систему). У ту сврху треба најпре помножити тежину нормалног ваздушног притиска (1033,3 gr/cm^2) са убрзањем силе Земљине теже

$$1033{,}3 \cdot 980{,}6 = 1013567 \text{ dina cm}^2$$

и добијени резултат поделити са висином живиног стуба пресека 1 cm^2

$$1\,013\,567 : 760 = 1.333{,}2 \text{ din/cm}^2$$

тј. живин стуб висине 1 mm а пресека 1 cm^2 притискује силом од 1.333,2 dina на 1 cm^2. Множењем ове величине са бројем милиметара живиног стуба претварају се дужинске јединице односно mm у апсолутне јединице — din/cm^2. Па ипак, овакав начин прорачунавања притиска не би био практичан. Због тога је у метеорологији прихваћена нова апсолутна јединица за мерење ваздушног притиска која је названа *бар*.

Бар представља силу од 1,000.000 dina. Њен хиљадити део зове се *милибар* (mb) — 1000 $dina/cm^2$. Притисак од 1 mm живиног стуба, који износи 1.333,2 $dina/cm^2$, једнак је 1.333 mb док је нормални ваздушни притисак од 760 mm Hg раван величини од 1013,08 mb.

Код нас се ваздушни притисак још увек изражава у mm живиног стуба и у mb. Прву величину најчешће примењују географи а другу метеоролози. Пошто је 1 милибар једнак 0,75 mm притиска живиног стуба могу се, по потреби, милибари претварати у милиметре и обратно; за то постоје ова два правила:

а) Ваздушни притисак изражен у милибарима претвара се у милиметре када се од броја милибара одузме њихова четвртина.

Пример: Претворити по горњем правилу 1013 3 mb у mm

$$1013{,}3 : 4 = 253{,}3 \qquad 1013{,}3 - 253{,}3 = 760{,}0 \text{ mm}$$

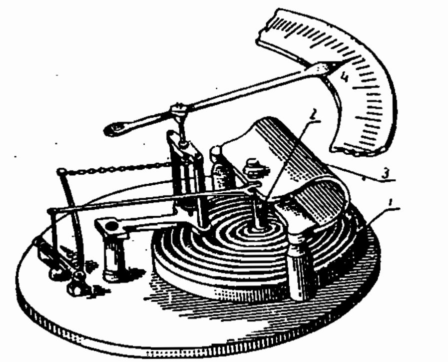
б) Ваздушни притисак изражен у милиметрима претвара се у милибаре када се броју милиметара дода њихова трећина.

Пример: Претворити притисак од 760 mm у mb.

$$760 : 3 = 253{,}3 \qquad 760 + 253{,}3 = 1013{,}3 \text{ mb}$$

За мерење притиска употребљавају се поред живиног **метални барометри** (сл. 42) или **анероиди**[42]. Они се састоје од металних кутијица еластичних зидова, преносног механизма, сказаљке, скале и заштитног оквира. Из кутијице (сл. 43) је извучен скоро сав ваздух а пошто су јој зидови еластични она се при повећању ваздушног притиска угиба, док се при његовом смањивању постепено шири. Те промене се преносним механизмом (2) преносе на сказаљку (3) која на скали (4) показује величину ваздушног притиска. Пошто се притисак смањује са висином праве се специјални **компензациони анероиди** који са довољном тачношћу показују надморску висину. Због тога се они много користе за теренски рад који не изискује већу тачност (у геолошким, геоморфолошким, биогеографским и другим сличним проучавањима).

Барограф[43] (сл. 44) је инструмент који аутоматски бележи промене ваздушног притиска. Сличан је термографу. Поред ваљка, преносног механизма и казаљке, барограф има 8—10 међусобно спојених анероидских кутијица. Оне реагују на промене ваздушног притиска, а то се преко механизма и сказаљке преноси на перо, које хемијским мастилом бележи ток ваздушног притиска на траци обмотаној око ваљка (сл. 45.)



Сл. 43 — Конструкција компензационог анероида (без заштитног оквира): 1, кутијица са врло разређеним ваздухом и набораним еластичним металним зидовима, 2. преносни механизам, 3. казаљка и 4. скала

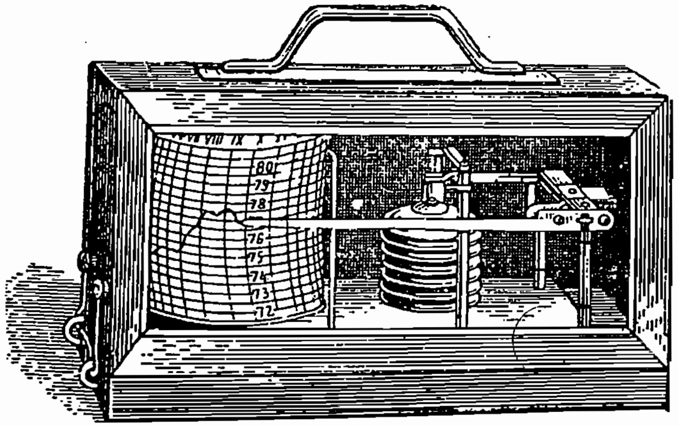
Барографска трака мења се понедељком у 7 часова. Тада се навија и сатни механизам који покреће ваљак. У исто време врши се и корекција положаја сказаљке ако је разлика у ваздушном притиску који показују она и живин барометар већа од 05,5 mm Hg.

Ваздушни притисак се осматра у исто време када и температура ваздуха. Просечне вредности притиска у току дана, месеца, године или за дужи период добијају се на исти начин као и за температуре ваздуха.

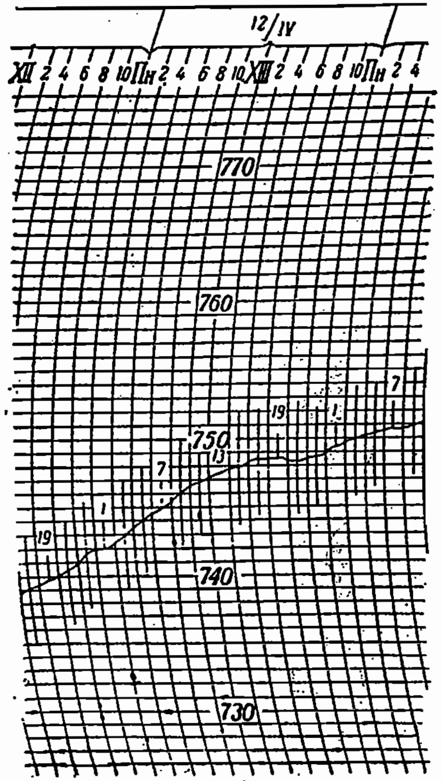
---

[42] Од грчког а — без nērós — вода, течност, тј. који ради без течности.

[43] Од грчког baros — тежина и graphein — писати.



Сл. 44 — Општи изглед барографа са спуштеним заштитним поклопцем



Сл. 45. — Део траке седмичног барографа припремљене за уношење података у образац притиска ваздуха (по В. И. Виткевичу)

16. ПРОМЕНЕ ВАЗДУШНОГ ПРИТИСКА СА ВИСИНОМ И ЊЕГОВ ДНЕВНИ И ГОДИШЊИ ТОК

Ваздушни стуб има највећу висину на морској површини, па му је тамо и највећи притисак — 1013 mb или 760 mm Hg. Међутим, ако се човек пење уз неку планину онда ће ваздушни стуб над њим бити краћи за износ надморске висине његове стојишне тачке, па ће већ и због тога ваздушни притисак бити мањи.

Смањивање ваздушног притиска је веће у нижим слојевима атмосфере јер су они гушћи од виших слојева. Смањење ваздушног притиска за 1 mm Hg при морском нивоу одговара висинској разлици од 10,51 m (ако је температура ваздуха 0°C), а на висини између 3 и 4 km 16,40 m. Уопште, ако висина места расте у аритметичкој, онда притисак ваздуха опада у геометријској прогресији; нпр. на висини од 5,5 km притисак је за половину мањи него на морској површини, на два пута већој висини он је 4 пута мањи, на три пута већој висини мањи је 8 пута итд. (*43*, 56).

Табл. 23 — Опадање ваздушног притиска са висином

Висина у m	–200	0	200	400	600	800	1500	2000	2500
Притисак у mm Hg	779,3	760,0	741,2	722,9	705,0	687,6	629,2	591,6	555,6

На морском нивоу сув ваздух при температури од 0° C има 733 пута мању специфичну тежину од воде: 1 m³ ваздуха тежак је 1,293 kg. Али, са променом висине и температуре његова густина се смањује, па на истој температури 1 m³ сувог ваздуха на врху Триглава тежи 887 g, а свега 255 g на висини од 11,6 km.

Дневни и годишњи ток ваздушног притиска. — Дневни ток ваздушног притиска не подудара се са дневним током Сунчевог зрачења, температуре ваздуха и тла. За разлику од ових елемената, који у току 24 часа имају по један максимум и минимум, ваздушни притисак има их по два.

Први максимум ваздушног притиска (при Земљиној површини) настаје око 9—10 часова а други око 21—22 часа, док се први минимум појављује између 15 и 16 часова а други око 3—4 часа.

Нарочито је правилан и изразит дневни ток ваздушног притиска у полутарским и тропским областима, где његова амплитуда достиже 3—4 mm; дневни максимум и минимум су изразитији од ноћних. У умереним и поларним областима дневни ток ваздушног притиска запажа се само при тихом времену, јер га поремећују чести ветрови. На већим надморским висинама мање су амплитуде ваздушног притиска, а место његовог уобичајеног тока појављују се по један максимум и минимум.

Прави узроци дневног тока ваздушног притиска нису још објашњени. Маргусови математички прорачуни указују да је он у вези са дневним током температуре ваздуха.

Годишњи ток ваздушног притиска је у најужој вези са годишњим током температуре ваздуха. Он је најправилнији у високим ширинама, док је веома неправилан у екваторијалним областима.

Максимални притисак ваздуха јавља се на континентима зими а минимални лети, док су на океанима највиши притисци лети и зими, а најнижи у пролеће и у јесен.

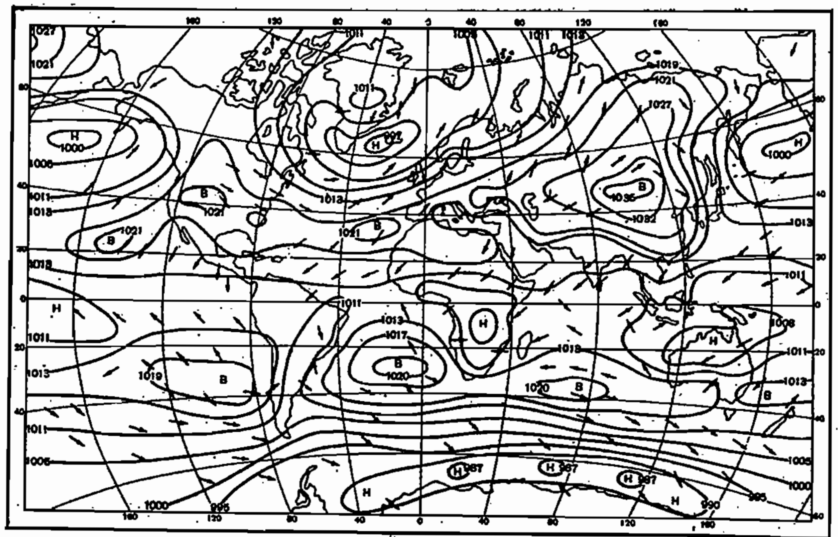
17. ГЕОГРАФСКА РАСПОДЕЛА ВАЗДУШНОГ ПРИТИСКА

Да би се стекла тачна представа о расподели ваздушног притиска на Земљиној површини, користе се, као и код расподеле температура, изолиније које спајају места са једнаким ваздушним притиском — *изобаре*[44]. На изобарским картама уцртава се притисак ваздуха сведен на морски ниво.

Нормални ваздушни притисак на нивоу мора износи 1013 mb или 760 mm.

Изобарске карте подсећају на топографске, на којима је помоћу изохипса представљен рељеф Земљине површине. На изобарским картама је представљен „изобарски рељеф" помоћу изобара. Основне карактеристике „изобарског рељефа" на Земљиној површини уочавају се на јануарској и јулској изобарној карти.

Јануарска изобарска карта (сл. 46) показује око полутара појас ниског ваздушног притиска (до 1008 mb — 758 mm), који се назива **барички екватор**; овај појас је проширен нарочито изнад већих копнених површина јужне полулопте. Од баричког екватора ваздушни при-

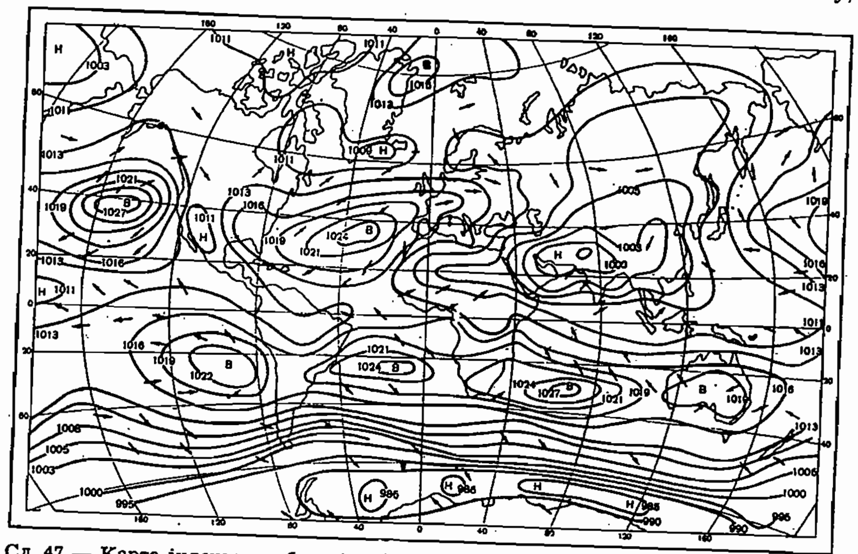


Сл. 46 — Карта јануарских изобара (у mb) и правца ветрова на Земљиној површини

[44] Од грчког isos — једнак и baros — тежина.

тисак се повећава у правцу полова достижући максимум у субтропским областима. Овај није јединствен, него је подељен на неколико антициклона са притисцима до 1021 mb на океанима. Још већи је притисак у унутрашњости прехлађеног азијског копна — до 1036 mb или 777 mm. Северније, око 60° с.г.ш. и јужније од 45° ј.г.ш. леже области ниског ваздушног притиска; он се опет повећава у правцу полова.

Јулска изобарска карта (сл. 47) показује низак ваздушни притисак у екваторијалној области, са тенденцијом померања према северу, где је тада лето. У субтропским областима је тада повишен ваздушни притисак, нарочито на јужној полулопти, где је, у то доба, зима. Антициклон са највећим притиском је у Индијском океану — 1027 mb (око 30° ј.г.ш.). Нешто северније, али у Атлантском океану,



Сл. 47 — Карта јулских изобара (у mb) и праваца ветрова на Земљиној површини

око 24° ј.г.ш., лежи пространи антициклон са притиском од 1024 mb, колико има и онај између 35 и 45° с.г.ш. У североисточном Пацифику је такође изразити антициклон са средиштем око 40° с.г.ш. и притиском од око 1027 mb. У субтропским континенталним областима на северној полулопти је веома низак ваздушни притисак — нпр. у Панџабу, мање од 1000 mb. Насупрот томе, изнад копна јужне полулопте субтропских области тада је висок притисак; аустралијски антициклон је ограничен изобаром од 1019 mb. Даље, у правцу полова, ваздушни притисак се смањује.

Из расподеле ваздушног притиска на Земљи, који приказују јануарска и јулска изобарска карта, могу се извући ови закључци:

1. У екваторијалној области високих температура ваздуха преовлађују узлазна струјања ваздушних маса, па је зато у њој низак притисак.

2. У субтропским областима преовлађују спуштања ваздушних маса па оне, и поред високе температуре, имају висок атмосферски притисак. Нарочито је изразит антициклон са средиштем око Азорских острва, због чега је и назван њиховим именом. Он је веома значајан за време у нашим крајевима.

3. У субполарним и хладнијим пределима зими постоје области ниског ваздушног притиска. Посебан значај за Европу има исландска циклонска област, којој у Пацифику одговара алеутска.

4. Због неједнаког загревања копна и мора зими је на континентима висок притисак, а на океанима и морима низак.

На време у нашим крајевима у току зиме велики утицај има средњеазијски антициклон.

Лети је обратна појава: континенти су прегрејани и на њима је низак ваздушни притисак. На нешто хладнијим океанима он је тада виши.

5. На расподелу атмосферског притиска не утиче само разлика у загревању Земљине површине, него и ротација наше планете, због чега настају поремећаји у великим кретањима ваздушних маса.

Табл. 24 — Просечни ваздушни притисак на упоредницима у нивоу мора у mm Hg

Северна полулопта				Јужна полулопта			
Ширина	Јануар	Јул	Година	Ширина	Јануар	Јул	Година
90	760,2	757,9	761,3	90	744,5	743,4	743,4
80	759,5	758,4	760,7	80	744,1	742,7	743,1
70	759,3	757,8	759,1	70	743,2	742,0	741,9
60	760,8	757,7	758,7	60	742,3	741,3	741,7
50	762,3	759,0	760,7	50	752.7	753,0	753,2
40	763,9	760,1	762,0	40	761,2	760,0	760,5
30	764,6	759,4	761,7	30	761,1	765,3	763,5
20	761,9	757,9	759,2	20	758,8	763,5	761,1
10	759,0	757,7	757,9	10	757,7	760,9	759,1
0	757,8	759,0	758,0	—	—	—	—

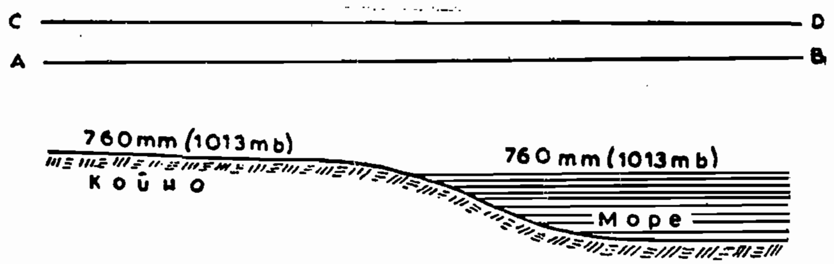
Шематски приказ положаја области са ниским (—) и високим (+) ваздушним притиском дат је на сл. 55, док су у табл. 24 дате његове вредности у mm Hg за сваки десети степен географске ширине по Hann-Süringu, 85).

IV. ВЕТРОВИ

18. ПОСТАНАК ВЕТРОВА

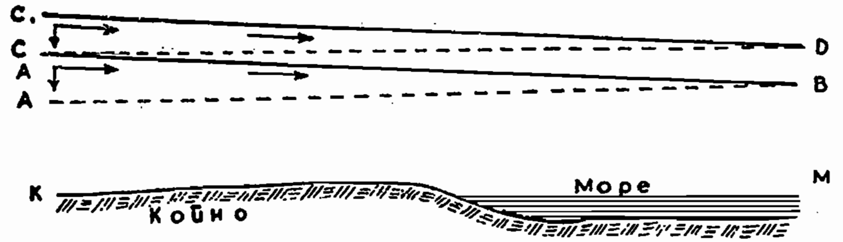
Кретање ваздуха у атмосфери и претежно у хоризонталном правцу назива се в е т а р. Он настаје због разлика у ваздушном притиску на Земљиној површини, као последица њеног неједнаког загревања. Задржимо се најпре на најједноставнијем случају.

Познато је да копно има мањи топлотни капацитет те се брже загрева и хлади од мора, јер је топлотни капацитет воде много већи. И ваздух изнад копна подлеже температурним променама раније од оног који је изнад водених површина. Ипак, два пута у току дана — изјутра и увече — температуре ваздуха у приморју изнад копна и мора приближно су једнаке, па су им притисци изједначени како на самој Земљиној површини, тако и на одговарајућим надморским висинама; такво стање атмосфере представљено је на сл. 48.



Сл. 48 — Равнотежно стање у атмосфери изнад копна и мора

Међутим, издизањем Сунца изнад хоризонта почне, већ у раним преподневним часовима, загревање и копна и мора, али, много више првог него другог. Ваздух изнад копна се такође брже загрева од морског, шири се, постаје ређи и лакши, па се подиже у вис. Тако настаје његово *асцендентно или узлазно (успоно) кретање*. Као последица тога долази до згушњавања и нагомилавања ваздуха у вишим слојевима изнад топлијег копна и до поремећаја ваздушног притиска на

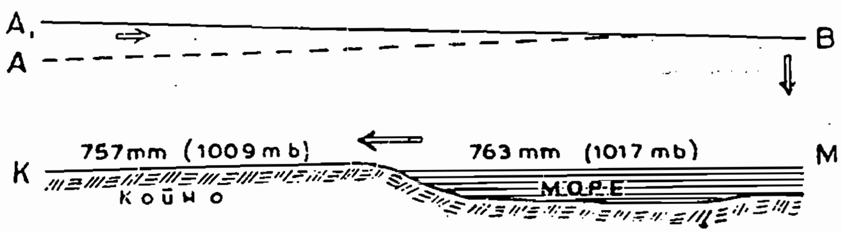


Сл. 49 — Почетак атмосферског поремећаја: ваздушне честице на висини почињу да се крећу према хладнијем мору — од A_1 ка B и од C_1 ка D

одређеној висини. Површине једнаких притисака A—B и C—D на сл. 49. немају више такав положај, него су изнад копна доспеле на већу висину, док су изнад мора остале на истој висини.

Равнотежа ваздушног притиска на висини слоја A—B и C—D је нарушена. Тежа ваздушног слоја A—B добила је сада активну компоненту управљену у смеру нагиба нове површине истог притиска, тј. у

правцу A1—B. Зато се ваздушне честице, не наилазећи на отпор сем међусобног трења, покрену на висини дуж слоја — површине A1—B односно C1—D у смеру копно — море. Такво кретање требало би да траје све дотле, док се не изједначи настала разлика у притисцима и поново успостави равнотежа изнад копна и мора, као што је приказано на сл. 48. Али, то се у току дана не догађа, јер, чим се ваздух на висини изнад копна покрене ка мору, настаће незнатно слабљење његовог притиска у нижим слојевима над копном иако је сама маса ваздуха остала непромењена. Међутим, изнад мора око тачке B односно D долази до наглог нагомилавања ваздушних честица, те се оне, расхлађене и теже спуштају наниже; тако настаје *десцендентно* или *низлазно (ниспоно) кретање ваздуха*, што се на морској површини, у тачки M, одражава незнатним повећањем ваздушног притиска. Тиме настаје стање које је графички представљено на сл. 50.



Сл. 50 — Дању је изнад копна низак, а изнад мора (и већих језера) висок ваздушни притисак

Разлика у ваздушном притиску изазива струјање ваздушних честица са мора, где је притисак виши (763 mm Hg), према копну, где је он нижи (757 mm Hg). Тако се због промена у притисцима, насталих најпре на висинама, поремети касније равнотежа нижих слојева ваздуха. Као последица тога јавља се у току дана у приморским крајевима ветар познат под именом *даник*.

У току ноћи стање је обратно. Ваздух изнад копна се расхлади више него онај изнад мора, те настају одговарајуће промене у ваздушном притиску. Лакши морски ваздух диже се изнад мора у висину, док на његово место долази онај са копна, који је хладнији и тежи. Тако постаје други ветар супротног правца, који у приморју дува ноћу са копна на море. Он је познат под именом *ноћник*.

Сличне термичке разлике и поремећаји у атмосфери постоје још и између језера и њихове околине, великих река и њихових долина, пространих поља и шума и, најзад, између екваторијалних и поларних области. За разлику од првих поремећаја који имају локалне одлике те образују *локалне ветрове*, неједнакости у притисцима који постоје на Земљиној површини између области на нижим и вишим географским ширинама условљавају појаву *планетарних ветрова*. Због различитог загревања копна и мора у току лета и зиме појављују се у неким областима и *периодични ветрови*.

19. МЕРЕЊЕ ВЕТРОВА

За познавање особина неког ветра потребно је установити његов правац, брзину и јачину.

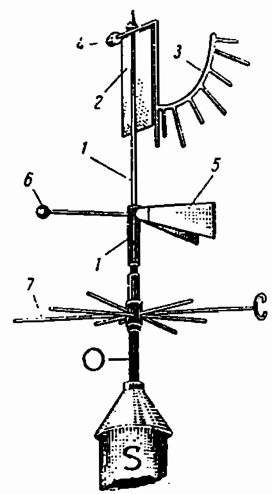
П р а в а ц в е т р а означава се по страни са које он дува. Ради означавања тих страна хоризонт је подељен на 8 главних праваца света. Ови правци се обележавају у метеорологији следећим усвојеним скраћеницама:

N — North (С — север) = 32
NE — Northeast (СИ — североисток) = 04
E — East (И — исток) = 08
SE — Southeast (ЈИ — југоисток) = 12
S — South (Ј — југ) = 16
SW — Southwest (ЈЗ — југозапад) = 20
W — West (З — запад) = 24
NW — Northwest (СЗ — северозапад) = 28

За ознаку тишина (време без ветра) употребљава се слово **C** — Calm (енгл. затишје, без ветра) и обележава се са 00.

За тачније означавање правца ветра додају се још и степени, нпр. N 23° E, што значи да ветар долази из правца који од севера према истоку заклапа угао од 23°. Понекад се правац ветра означава његовим азимутом[45], тј. углом који има правац ветра према меридијану; он се мери у правцу кретања сказаљке на сату почев од N који је означен са 0° (преко E=90°, S=180°, W=270°) ра do 360°.

Правац ветра се утврђује помоћу *Вилдовог ветроказа* (сл. 51). Он се састоји од високог дрвеног стуба (S), који надвишава околне предмете, а на отвореном пољу мора бити висок најмање 6 m, и следећих металних делова: челичне цеви (1), постављене на непокретну вертикалну осовину (0), око које се може окретати. На врху цеви постављен је на једној страни лук (3) са 8 зубаца, а на другој противтег (4); између њих се налази покретна лимена плоча (2) — дуга 30 cm, широка 15 cm и тешка 200 gr (за мерење већих брзина ветрова користи се плоча тешка 800 gr). За доњи крај цеви причвршћена су метална крилца (5) са лоптом (6) за равнотежу крилцима. Крилца се окрећу на ветру тако да је лопта усмерена према правцу из којег он дува. Тај правац се лако одређује по „ружи ветрова" (7), која лежи непомично испод покретних делова ветроказа. Север је на „ружи ветрова" означен словом C или N. Утврђени правац ветрова бележи се међународним скраћеницама.



Сл. 51 — Вилдов ветроказ (совјетске конструкције на којем је север означен са C објашњења бројева у тексту)

Б р з и н а в е т р а представља пут који ваздушне честице пређу у једној секунди, те се, изражава у m/s. Брзина се одређује помоћу лимене плоче и лучне скале на ветроказу, као и помоћу *анемографа*[46] и *анемометра*[47].

---

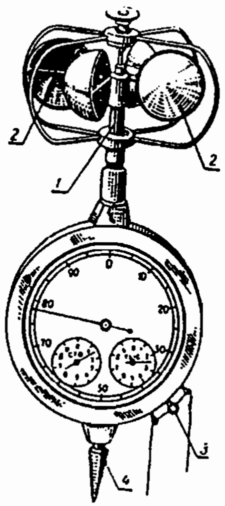
[45] Од арапског as-sumut, множина од samt — пут.
[46] Од грчког anemos — ваздух и graphein — писати.
[47] Од грчког anemos — ваздух и metron — мера.

Брзина ветра помоћу ветроказа одређује се по одступању лимене плоче од вертикалног положаја. Уколико је ветар бржи, утолико се плоча отклања више од свог нормалног положаја те се задржава око неког зубца на лучној подели. Утврђен је овај однос положаја плоче са зубцима и брзином ветра:

Редни број зубаца (одоздо)	1	2	3	4	5	6	7	8
Брзина ветра у m/s	0	2	4	6	8	11	17	20

Пошто ветар има промењиву брзину положај плоче се непрекидно мења. Због тога се при утврђивању брзине ветра помоћу ветроказа узима за мерило онај зубац око којег плоча највише осцилира.

Тачније податке о брзини ветра даје Робинсонов анемометар (сл. 52). Помоћу њега се одређује средња брзина ветрова. Он се састоји од 3 или 4 металне шупље полулопте (2). Оне су постављене на крацима хоризонталног крста, али тако да је шупљина једне полулопте окренута испупченом делу суседне полулопте. Ветар удара у полулопте и окреће их промењивом брзином око вертикалне осовине (1) са бескрајним завртњем на њеном доњем крају. Преко зупчаника бескрајни завртањ је у вези са сказаљкама, које показују укупан број метара које су прешле ваздушне честице за време одређено помоћу штоперице. Деобом тог пута, који показују сказаљке на скалама, са укупним временом добија се просечна брзина ветра. Ако је нпр. за време од једног минута ветар прешао 805 m онда је његова средња брзина $V_{ср}=805:60=13{,}4$ m/s.



Сл. 52 — Робинсонов анемометар: 1 — вертикална осовиница, 2 — шупље полулопте, 3 — кочница (за пуштање у рад анемометра или његово искључење) и 4 — лоза за постављање инструмента на дрвену ручку (дугачку до 1 m)

Анемографи бележе аутоматски правац и брзину ветра. Такав инструмент имају само метеоролошке станице I реда.

Јачина ветра представљена је притиском који он врши на вертикалну површину. Мери се помоћу специјалних анемометара[48].

Између брзине ветра и његове јачине постоји овај однос:

$$p = k \cdot v^2$$

где је p јачина односно притисак ветра у kg/m², k коефицијент (чија вредност износи 0,125 за ветрове мањих, а 0,076 за ветрове већих брзина) и v брзина ветра у m/s. Тако нпр. ветар са брзином од 4 m/s има јачину од 2 kg/m², са брзином од 20 m/s — 30,4 kg/m², док веома јак ветар — 40 m/s притискује снагом од 122 kg/m².

У недостатку инструмената јачина ветра процењује се од ока према Бофоровој скали[49] (табл. 25). Она показује у основи какав је ефекат ветра на појединим предметима на копну и на стање морске површине.

[48] Такав је нпр. Озлеров анемометар; ветар управно притискује на вертикалну плочу, а ова на систем опруга помоћу којих се покрећу сказаљке бележећи на хартији јачину ветра.

[49] По имену енглеског адмирала из прве половине XIX века, који је израдио ту скалу и први је примењивао.

Табл. 25 — Бофорова скала за процену јачине ветра

Јачина	ВЕТАР			На копну	МОРЕ			
	Ознака	Брзина			Стање	Ознака	Валови	
		m/sec	km/h				LM	Hm
0	Тишина	0–0,0	0–0	Дим се диже усправно	0	Мирно	–	–
1	Лахор	0,9	3 9,0	Дим се диже готово усправно	1	Наборано	до 5	0–¼
2	Поветарац	2,4	16,0	Повремено покр. лишће			до 15	¼–¾
3	Ветрић	4,4		Покр. лишће и заставе	2	Валићи	до 35	
4	Умерени ветар	6,7	24,0	Повија гранчице, заставе лепршају	3	Умерено валовито	до 50	¾–2
5	Јак ветар	9,3	34,0	Повија веће гране, непријатан за чула	4	Валовито	до 75	2–4
6	Жестоки ветар	12,3	44,0	Хуји изнад зграда. Покреће тање дрвеће		Пена на вал.		
7	Олујни ветар	15,5	55,0	Повија тања стабла	5	Јаче валов.	до 100	3–6
8	Олуја	18,9	68,0	Повија јача стабла. Ломи гране. Задржава човека у кретању	6	Преб. валове	до 135	5–8
9	Јака олуја	22,6	82,0	Ломи веће голе гране. Штете на крововима	7	Јаки (тешки) вал.	до 150	7–8
10	Жестока олуја	26,3	96,0	Ломи дрвеће, димњаке, веће штете на зградама	8	Врло јаки валови	до 200 до 250	8–10
11	Вихор	30,5	110,0	Скида кровове, тешка разарања	9	Највећи валови	до 300	
12	Оркан	34,8	125,0	Уништавајућа дејства			до 300	10–15

Барометарски градијент. — При проучавању ветрова треба често одредити правац у коме највише опада ваздушни притисак, као и степен тога опадања.

Први задатак решава се тако, што се из дате тачке повуче управна на изобаре у правцу смањивања ваздушног притиска (сл. 53). Тако уцртана нормала показује правац у којем притисак најбрже опада — D - E - F.

За решавање другог задатка узима се најпре у размери растојање које одговара дужини једног меридијанског степена, тј. 111,1 km, а затим се то растојање преноси на карту изобара по правој која показује правац опадања притиска, дакле из тачке A (сл. 53) у правцу тачке B. Тако се добија *барометарски градијент* — разлика у атмосферском притиску између два места која су међусобно удаљена 111,1 km. Када та разлика износи 1, 2, 3 ... mm Hg (а она се обично креће до 6 mm Hg, а највише и преко 20 mm Hg/111 km) онда се каже да та места имају барометарски градијент 1, 2, 3 ... mm Hg/111 km.

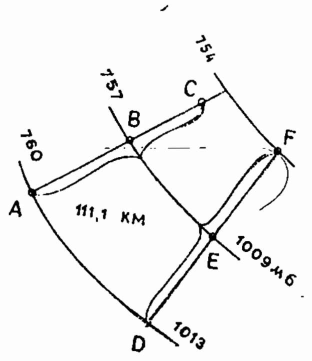
Барометарски градијент се одређује по обрасцу: $Bg = \dfrac{(A-C)\ 111{,}1\ km}{L\ km} =$

$$= \frac{\text{(Ваzд. притисак у I месту — Ваzд. притисак у II месту)} \cdot 111{,}1\ km}{\text{Удаљеност између места у km}}$$

На пример: у месту A притисак износи 760 mm Hg, у B 757 mm Hg, док је растојање између њих AB=L=80 km; барометарски градијент Bg биће:

$$Bg = \frac{(A-B)\cdot 111{,}1}{L} = \frac{(760-757)\cdot 111{,}1}{80} = \frac{333{,}3}{80} = 4{,}18\ mm\ Hg$$

Између барометарског градијента и просечне брзине ветра постоји на океанским површинама понекад следећи однос:



Сл. 53 — Одређивање величине барометарског градијента (објашњења у тексту)

Барометарски градијент	Брзина ветра у m/sec	km/h
1	4	14,4
2	8	28,8
3	12	43,2
4	16	57,6
5	20	72,0
6	24	86,4

Структура ветра. — Проматрањем и мерењем установљено је да ветар у одређеном ми интервалу дува на махове, тј. за тренутак престаје, да би затим имао исту или још већу брзину. При томе се поновно јављање ветра осећа као јачи или слабији удар. Таква *структура ветра* може се означити као његова *маховитост* или *ударност*. Она је последица *вртложастог кретања ваздуха*, при чему његова већа комешања изазивају ударе.

Поред маховитости ветар мења нагло и правац. Та појава, названа *„немир ветра"*, јавља се најчешће у првим поподневним часовима, док је температура ваздуха висока, као и у пролеће када је највећи вертикални градијент температуре. „Немир ветра" је такође већи на брдовитом и планинском земљишту због повећаног трења ваздуха о многе неравнине, а знатно мањи на равним, голим пољима и на морима, где је такво трење неупоредиво слабије.

Према томе, ветар не представља уједначено струјање ваздуха. Напротив, *средња брзина ветра* је „производ свих узастопних удара и тишина, тј. врло наглих и спорих кретања ваздуха" (*104*, 276).

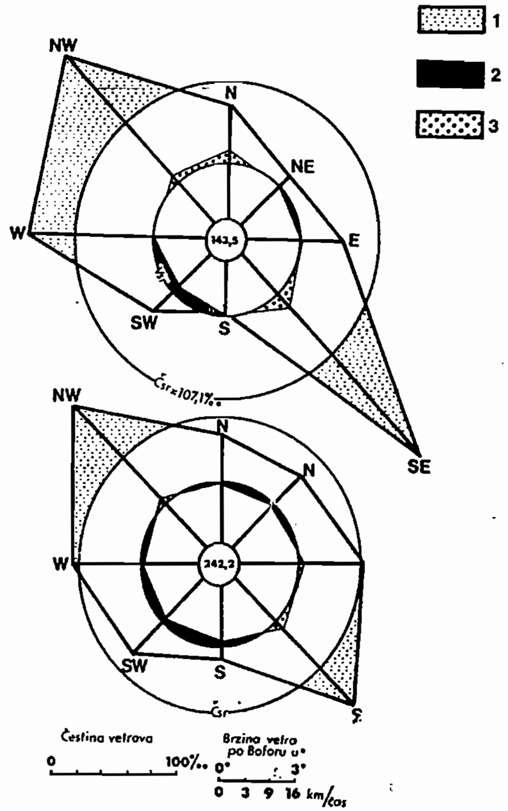
Ружа ветрова. — Правац и брзина ветра проматрају се три пута дневно, тј. као и остали метеоролошки елементи. Прорачунавање средњих вредности праваца не може се извести из аритметичких средњака, него се поступа овако: најпре треба израчунати колико је у неком периоду, нпр. за 20 година, дувао ветар из одређеног правца у појединим месецима; месеци са 31 даном имају за то време 1860 проматрања, а фебруар 1695, тј. 165 проматрања мање; ради отклањања тих разлика *учестаност ветрова* из сваког појединог правца даје се у процентима или у промилима од укупног времена осматрања. (Табл. 26).

Табл. 26 — Честина ветрова у Новом Саду (НС) и Башком Петровцу (БП) у ‰ — просечне вредности за период 1949—1967. год.

	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C*
НС	86,0	53,0	76,2	212,0	39,8	66,0	145,0	178,5	143,5
БП	79,4	72,6	96,3	129,0	54,6	79,1	100,0	146,8	242,2

* С — Тишине, време без ветра у ‰ укупног периода.

Правац ветрова и тишина представља се графички на ружи ветрова (сл. 54): бројка у кругу означава трајање тишина у процентима или у промилима времена (месеца или године — ако су месечне односно годишње руже ветрова). Дужи које полазе од обима круга и иду у смеру главних и помоћних праваца



Сл. 54 — Годишња ружа ветрова у Новом Саду (горе) и Бачком Петровцу (доле) за период 1949—1967. године. Преовлађујући ветрови у Новом Саду из SE и NW правца су задобили тај смер под утицајем била Фрушке Горе. У Бачком Петровцу такав утицај се не запажа, па ружа ветрова има другчији облик. Легенда: 1 — правци из којих је честина ($Č_{sr}$) већа од просека, 2 — брзина ветра мања од просечне (V_{sr}), 3 — брзина ветра (V) већа од просечне

света (практикује се употреба 16 праваца) представљају својом величином учестаност ветрова из тих праваца и за исти период. Већа дуж из једног правца показује да се ветар који отуда дува, јавља чешће него други чија је дуж краћа.

На ружама ветрова неког места најбоље се уочавају *доминантни ветрови* у току појединих месеци, годишњих доба или године. Због тога се оне примењују при климатолошким проучавањима појединих крајева и области.

20. СТАЛНИ ВЕТРОВИ

Општа циркулација атмосфере остварује обимну размену ваздушних маса. Оне се крећу како између виших и нижих ширина, тако и између континенталних и океанских површина, а поред тога и између нижих и виших слојева тропосфере (у мањој мери и стратосфере). Општа циркулација атмосфере омогућује кружење воде у природи, а тиме, посредно, и живот на Земљи. Она зависи од географске расподеле ваздушног притиска (од. 17) и последица је неколико чинилаца, међу којима су најважнији следећи:

1. Лоптаст облик Земљин — због чега је неједнако загревање њене површине Сунчевим зрачењем;
2. Земљина ротација — због чега се појављује скретање ваздушних маса од њиховог првобитног правца;
3. Земљина револуција — због које се мења интензитет загревања сваког места на површини наше планете током године и
4. Постојећи распоред копна и мора — због чијих се различитих топлотних капацитета неједнако загревају ваздушне масе изнад континената и океанских и морских површина.

По доскорашњим схватањима општа циркулација атмосфере, у којој учествују стални ветрови, била је врло једноставна. Први ју је изложио Хедли (Hadley, 1735. год.), а доцније допунио Ферел (Ferrel, 1856. год.). У њену тачност није се сумњало више од два века, јер је била логична и могла се лако објаснити.

Због лоптастог облика Земљиног најјаче загревање њене површине Сунчевим зрачењем је у екваторијалној области. Прегрејани ваздух креће се само у вис, што практично доводи до отсуства ветрова, па је зато ова област названа *појасом екваторијалних тишина*. Издизањем ваздуха настају не само кондензација водене паре и обилне падавине праћене непогодама, него и поремећаји у атмосферском притиску: у приземним слојевима, где је дошло до његовог разређивања, притисак је опао, док је на висини од 3—5 km, где је настало његово „нагомилавање", притисак повишен. Издизање и „нагомилавање" ваздуха у екваторијалној области не може ићи у недоглед. Издигнути ваздух креће се на висини из области повишеног притиска (на висини) ка северу и југу. Због конвергенције простора у правцу полова, долази до нагомилавања ваздушних маса између 25° и 35° г. ш. Ту се њихов највећи део спушта ка топографској површини, образујући тако у субтропској области појас повишеног ваздушног притиска. Због низлазног струјања ваздуха нема ветра, те се и овде јављају тишине — *субтропске тишине*.[50] Али, ту се ваздушне масе не могу неограничено нагомилавати, јер њихов већи део одлази у приземном слоју ка појасу екваторијалних тишина, где је атмосферски притисак нижи. Тамо се ове масе ваздуха опет загреју, издижу у висине и поново полазе ка субтропским областима; тиме се у општој циркулацији атмосфере на Земљиној површини затвара у тропским областима по један круг кретања ваздушних маса на обе полулопте. У таквом кружењу ваздушних маса настају два стална ветра супротних праваца (сл. 54) — *пасати*[51], који дувају у приземним слојевима атмосфере (0—4 km) из субтропских тишина према екваторском појасу тишина и *антипасати*[52], који дувају у висинама изнад

[50] Пловидба кроз ову област у време једрења била је врло дуга. Дешавало се да су коњи, који су превожени из Европе за Америку, цркавали због нестанка хране и воде, па су их морнари бацали у море. Стога су појаси субтропских тишина названи и другим именом — коњске ширине.

[51] Од шпанског passata — превоз, прелаз, јер дувају у смеру погодном за пловидбу једрењака преко (Атлантског) океана.

[52] Од грчког anti — против и шпанског passata — превоз, прелаз.

пасата, из екваторијалног појаса тишина ка субтропским областима. Због Земљине ротације они скрећу на северној полулопти у десно, а на јужној у лево.

Из области субтропских тишина, *субтропског антициклона*, креће се део масе ваздуха антипасатског порекла према субполарној области, где је, око 60° обеју ширина низак атмосферски притисак. Тамо се приземни топли субтропски ваздух судара са хладним поларним ваздухом и издиже у висину. Тиме се у приземним слојевима атмосфере притисак смањује, а у вишим, због „нагомилавања" ваздуха, он повећава. Одатле настаје ново струјање ваздуха ка субтропским областима. Тако долази до судара ових ваздушних маса са антипасатима и до њиховог спуштања у области субтропског антициклона. Одатле део ваздушних маса одлази поново ка екваторским тишинама као пасат, а други се враћа ка *субполарној циклонској области*. На тај начин затвара се и друго коло кружења ваздуха у општој циркулацији атмосфере. У том кретању ваздушних маса у срењим ширинама обеју хемисфера настају стални приземни ветрови, које је Б ј е р к н е с назвао *„тропске струје"* или *„тропски ветрови"* с обзиром да долазе из тропских области. Али, пошто због Земљине ротације у вишим ширинама умерених климатских области долазе из правца запада, они су познатији под другим именом — *западни ветрови*.

У поларне области долазе масе ваздуха из нижих ширина. Оне се крећу у вишим слојевима тропосфере. У близини полова настаје због конвергенције простора њихово „нагомилавање" и спуштање. Последица тога је повећање ваздушног притиска око полова. Одатле полазе *„поларне струје"* или *„поларни приземни ветрови"*. У субполарним областима њихове ваздушне масе се издижу у висину и поново враћају ка половима, образујући на тај начин и трећи затворени круг у општој циркулацији атмосфере. Пошто због Земљине ротације скрећу ка западу и у субполарне области долазе скоро из правца истока они имају и друго име — *источни ветрови*.

Распоред појасева атмосферских притисака, тишина и сталних ветрова изнад Земљине површине по доскорашњим схватањима опште циркулације атмосфере био је следећи:

Геогр. ширина	N	75°	60°	30°	10°	0°	10°	30°	60°	80°	S
Притисак у мб		1014	1012	1019	1012	1010	1012	1018	989	981	

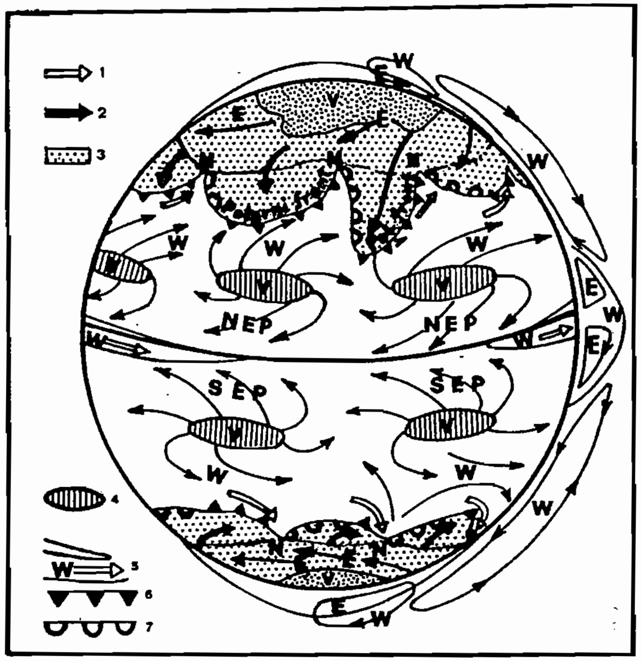
Смер ветра: ENE WSW C NE ENE C ESE SE C WNW ESE

Северна географска ширина означена је словом N, јужна са S, а области полутарских и субтропских тишина словом C.

У току II светског рата вршена су за потребе авијације стална и многобројна аеролошка мерења. У атмосферу су пуштане радио-сонде, а правац и брзина њиховог лета на разним висинама тачно одређивани. Већ тада су запажена прва неслагања са представом о општој циркулацији атмосфере. Касније, када се накупило доста података сакупљених аеролошким мерењима, многи метеоролози су почели да објављују радове у којима су приказивали општу циркулацију атмосфере, сталне ветрове и монсуне, у новом светлу. Међу њима је свакако, најпознатији немачки метеоролог Х. Флон (H. Flohn), чији су радови унели знатне исправке у ранија схватања (Општа циркулација атмосфере у светлости нових аеролошких осматрања, 1944; Нова схватања о општој циркулацији атмосфере и њихов значај за климу, 1950; Ревизија учења о пасатској циркулацији, 1953. и др.).

Сада се поуздано зна да се *екваторски појас тишина* састоји из неколико побесних и раздвојених целина, а не из јединственог појаса око целе Земље. Највећа целина у екваторском појасу тишина лежи у Индијском и западној половини Тихог океана; она се простире у дужини од приближно 16.000 km. Мање овакве целине су у западној по-

ловини Гвинејског залива и у екваторијалном појасу западно од Јужне Америке. Екваторске тишине постоје само на океанима; на копну их нема. Међутим, раније се није знало да у појасу екваторских тишина постоји *слабији западни ветар*. Реон у којем он дува померa се у току године: у јулу се његова најсевернија граница поклапа са пацифичким, атлантским и азијским тропским фронтом (IV, 3, сл. 99), док му у јануару границу према југу представља тадашњи положај тропских фронтова на океанима (IV, 3, сл. 98). Х. Флон сматра да је *летњи монсун у јужној Азији у ствари западни ветар из екваторског појаса тишина*.

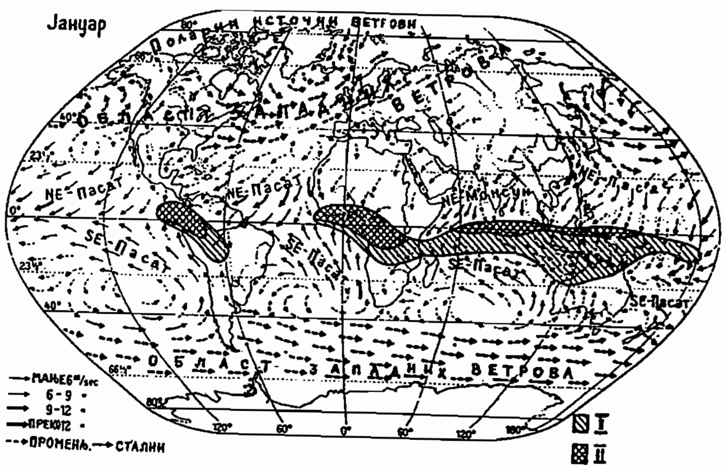


Сл. 55 — Савремена шема опште циркулације атмосфере (по Флону): 1 — топли ветрови, 2 — хладни ветрови, 3 — хладне (арктичке и поларне) ваздушне масе, 4 — субтропски антициклони, 5 — субполарна конвергенција (тања линија у субполарној области) и интратропска зона конвергенције (са екваторијалном зоном западних ветрова), 6 — хладни ваздушни фронт, 7 — топли ваздушни фронт; В — висок ваздушни притисак, N — низак ваздушни притисак; Е — источни ветрови, W — западни ветрови; NEP — североисточни монсун, SEP — југоисточни монсун

Пасати полазе као стални источни ветрови само из источних половина субтропских антициклона, те су изразити у источним половинама океана. У западним тропским зонама океана пасати нису постојани као

у источним, па се тамо појављују тропски циклони (IV, 6). Пасати дувају у приземним слојевима тропосфере — 500—2000 m изнад тла. Изнад њих дува источни ветар знатно веће моћности — над океанима до 10 km висине —, који се назива *прапасат*. Његове моћности се смањују према субтропским антициклонима у облику клина, изнад којег дувају западни ветрови; они се могу сматрати као *антипасати* (јер имају супротан смер од прапасата), који у класичном смислу, како се до сада схватало, не постоје.

Западни ветрови полазе из субтропских антициклона, али нису постојани. Ремете их приземни продори ваздушних маса из виших ширина, али у већим висинама постоји стално западно струјање. Оно је најјаче непосредно испод тропопаузе, где, у тзв. млазним ветровима (стр. 103) достиже брзину и од преко 500 km/h. Западно струјање ваздушних маса постоји и изнад ивичних појасева поларних калота, у којима пак дувају **источни ветрови**, полазећи из поларних антициклона. У појасу западних ветрова непрекидно се сударају топле тропске и хладније поларне ваздушне масе (IV, 2) на поларном фронту. Ту се образују вантропски циклони (IV, 5), са веома променљивим временом. С обзиром на значај овог појаса, у којем се непрекидно сукобљавају топлије и хладније ваздушне масе изазивајући нагле и велике промене временских стања, он је назван *планетарним фронтом*.



Сл. 56 — Општа циркулација атмосфере — средњи правци ветрова у јануару; I зона претежно променљивих тропских западних ветрова у јануару, II преко целе године претежно променљиви западни ветрови (по Х. Хаку, Х. Леутензаху и Х. Флону)

Западни ветрови су јачи у вишим географским ширинама и више зими него лети. Постојанији су на јужној полулопти, нарочито у појасу где је око целе Земље водена површина. Тамо они достижу оркан-

ску јачину, па су морнари из доба једрењака ове ширине називали карактеристичним именима — »Furious fifties«, тј. „Помамни (ветрови) педесетих степена" и »Shricking sixties« — „Урличући (ветрови) шездесетих степена". Они су јако отежавали пловидбу једрењака око рта Хорна из Атлантског океана у Тихи.

Савремена шема опште циркулације атмосфере представљена је на сл. 55, а сталних ветрова и монсуна на сл. 56 и 57. Са последње је очигледно да се током године мењају положаји антициклона у суптропској области; лети су они у нешто вишим ширинама него зими, а сем тога, њихови центри су помакнути према истоку. Такође се мења

Сл. 57 — Општа циркулација атмосфере — средњи правци ветрова у јулу; I зона променљивих западних ветрова у јулу, II преко целе године претежно променљиви западни ветрови (по Х. Хаку, Х. Леутензаху и Х. Флону)

и положај екваторских тишина; зона променљивих тропских западних ветрова у јулу обухвата јужну монсунску Азију, док је у јануару у полутарској области Индијског океана, захватајући делимично само северозападну Аустралију. У зиму одговарајуће хемисфере зона интензивнијих западних ветрова помера се ка нижим ширинама, што чине и поларни ветрови.

Средњи положаји претежних праваца струјања ваздушних маса изнад океанских површина на Земљи дали су Х. Флон и Џ. Џентили (табл. 27).

Најновија проучавања опште циркулације атмосфере показују да је она веома сложена и још увек недовољно позната, јер постојећи распоред копна и мора веома утиче на зонално кретање ваздушних маса и сталних ветрова на Земљиној површини.

Табл. 27.

Зона	Ширина	Површина у милион. km²	Површина у %
Северна полулопта			
Поларни источни ветрови	90—70°	17,40	4,9
Субполарна конвергенција око ниског притиска	70—55° }	28,40	7,9
Западни ветрови	55—35° }		
Субтропска дивергенција	35—25°	25,75	7,2
Тропски источни ветрови	25—10°	47,40	13,2
Интертропска конвергенција	10° N—5° S	37,50	10,5
Јужна полулопта			
Тропски источни ветрови	5—20°	79,40	22,4
Субтропска дивергенција	20—35°	44,65	12,3
Западни ветрови	35—55° }	56,90	15,9
Субполарна конвергенција око ниског притиска	55—70° }		
Поларни источни ветрови	70—90°	20,00	5,6

Млазни или струјни ветрови* учествују у општој циркулацији атмосфере. Према дефиницији Аеролошке комисије Светске метеоролошке организације *млазни или струјни ветар представља снажно и узано струјање ваздуха са квазихоризонталном осом у вишим слојевима тропосфере или у стратосфери, а одликује се великим вертикалним и хоризонталним померањем са постојањем једног или више максимума брзине ветра.*

Вертикално померање млазних ветрова износи 5—10 m/s на 1 km, а хоризонтално до 5 m/s на 100 km. Минимална брзина млазног ветра је одређена на 30 m/sec (или 108 km/h) дуж његове осе. Најчешћа дебљина струје млазних ветрова је 1—3 km, а ширина 300—2.000 km (таб. 28), мада је било и таквих који су били ужи од 30 km и шири од 3.000 km! Дужине млазних ветрова су различите — најчешће 3.000—4.000 km, док су највеће достизале 7—8.000 km па и више, али никада не обилазе око целе Земље.

Млазни ветрови представљају у суштини релативно узане „ваздушне реке". Метеоролози су их запазили двадесетих година овог века, али им нису придавали пажњу, јер просто нису веровали у постојање ветрова са брзинама од 250—400 km/h па и више. Пред II светски рат проучавали су их немачки и јапански метеоролози, али су резултате тих испитивања држали у тајности. У II светском рату Јапанци су пуштали у атмосферу балоне са запаљивим бомбама, које су ношене млазним ветровима у извесном броју доспевале до Монтане (САД) и тамо изазивале шумске пожаре. Пилоти америчких бомбардера B-52 сазнали су за постојање млазних ветрова тек 1944. године. Летећи у правцу запада, да би бомбардовали јапанске поседе, они су запазили да су њихови авиони на неким деловима пута скоро лебдели у месту, мада су инструменти показивали максималну ваздушну брзину (брзину авиона у односу на ваздушне честице) од 480

* (По 59, 182—202).

km/h. Понекад су, у повратку са задатка, авиони на тим висинама летели два пута брже него што су показивали инструменти. Пошто се то дешавало сваког дана, било је очигледно да се над западним деловима Тихог океана у вишим слојевима тропосфере налазе, дотле непозната, претежно западна ваздушна струјања са брзинама знатно већим него што су оне забележене на метеоролошким станицама. После тога настало је систематско проучавање млазних ветрова.

Табл. 28 — Учесталост (у %) млазних ветрова различите ширине при брзинама ветра преко 30 m/s (по Х. П. Погосјану)

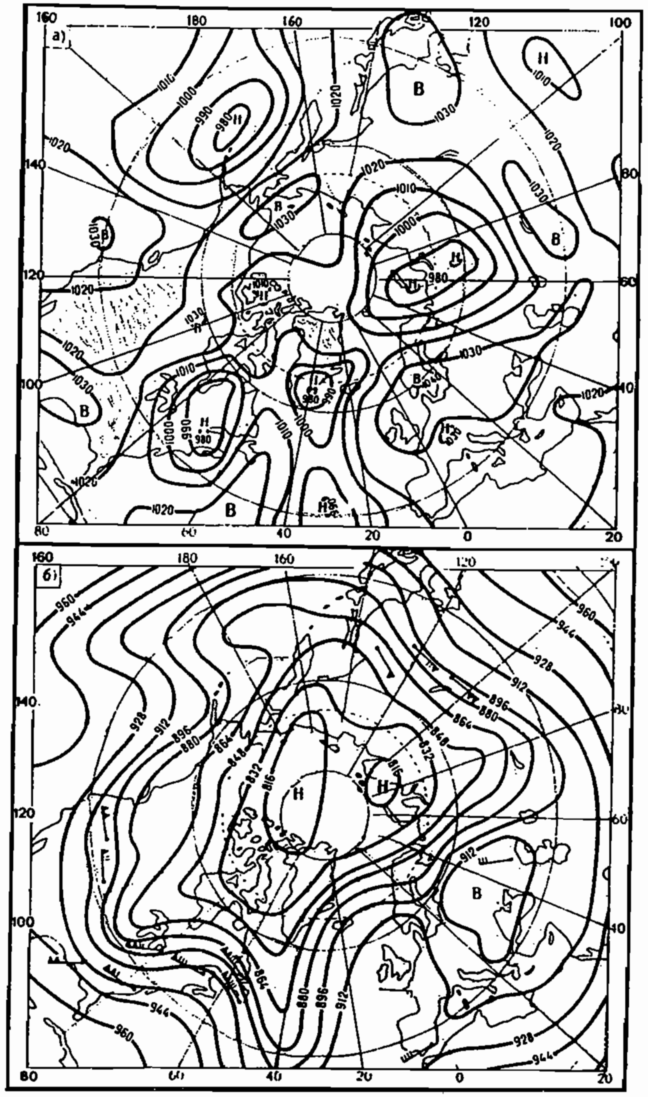
Месеци	Ширина млазног ветра у km					Број случајева
	< 300	300—1000	1001—2000	2001—3000	> 3000	
Јануар	3,5	42,5	46,9	6,2	0,9	113
Јули	—	72,5	27,5	—	—	62

Постанак млазних ветрова. — Млазни ветрови дувају најчешће на висинама од 8—12 km. Проучавањем тих слојева тропосфере и стратосфере баве се *аеролошке станице*, којих у целом свету има око 650. Са тих станица пуштају се у атмосферу *балони са радио-сондама* свакодневно — 3—4 пута и у одређеним часовима. Такви балони достижу висине од 25—30 km. Издижући се у простор са све мањим притиском зидови балона од еластичне гуме се проширују, те балон непрекидно повећава запремину. Најзад, на поменутим висинама он прска, а радио-сонда доспева неоштећена на земљу помоћу падобрана, те може поново да се употреби.

У радио-сондама су три инструмента — термограф, барограф и хигрограф. Они мере вредности температуре, притиска и влажности ваздуха на различитим висинама и преко радија (у виду импулса) шаљу на земљу резултате мерења. Истовремено се посматра и заношење балона под утицајем ветрова — дању и када је ведро помоћу *аеролошког теодолита* (мери азимуте и вертикалне углове усмерене ка балону са тачношћу до 0,1°), а када је облачно и ноћу помоћу *метеоролошких радара*. Када балон доспе у осу млазног ветра брзина његовог заношења је максимална и та брзина се прихвата за брзину млазног ветра. Чим балон изађе изван простора којим се креће млазни ветар његова брзина заношења се нагло смањује, па то указује на дебљину и горњу границу струјног ветра.

Тако се са површине Земље утврђују главне физичке особине ваздуха и брзине ветра изнад аеролошке станице и удаљености до којих се балон може да прати помоћу аеролошког теодолита или метеоролошког радара. Мада радио-сонда шаље непрекидно податке, за потребе метеоролошке службе узимају се резултати мерења само за одређене нивое, усвојене међународним договором. Ти нивои се називају *изобарске површине*. За њих се праве специјалне карте стања времена на одговарајућим висинама, које се одређују по притисцима израженим у mb; усвојени су нивои на којима је ваздушни притисак 850, 700, 500, 300, 200, 100, 50, 20 и 10 mb. Поменути притисци су приближно на висинама од 1.5, 3, 5.5, 9, 12, 16, 20, 24, 27 и 29—30 km изнад нивоа мора.

Према подацима радиосондирања атмосфере праве се висинске карте времена односно *карте баричке топографије*. На њима се висина даје у *геопотенцијалним метрима*[53], а изохипсе извлаче на сваких 80 геопотенцијалних метара. На таквој карти приказан је помоћу изохип-

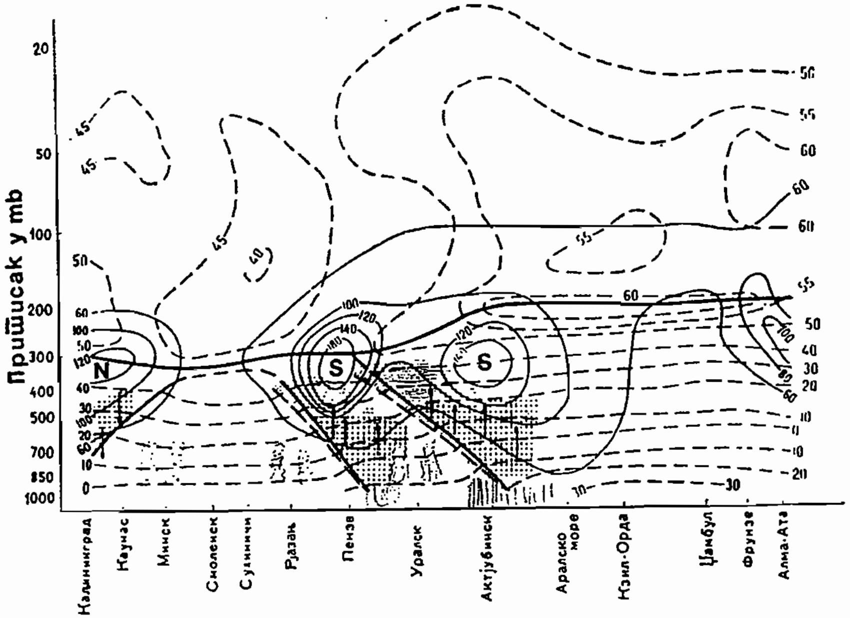


Сл. 58 — Поље притиска 10. јануара 1964. год. у 15 часова: а — на површини земље, b — на нивоу AT₃₀₀ (по Х. П. Погосјану и З. Л. Туркетти)

си рељеф притисака на одређеној изобарској површини. Овакве карте у службама прогнозе времена називају се картама *апсолутне бaричке топографије* (скраћено AT). Да би се знало на који се ниво односи таква карта додаје се уз скраћеницу и притисак у bm; тако, нпр. AT_{300} значи да је у питању карта апсолутне баричке топографије за ниво на којем је ваздушни притисак 300 mb (сл. 58).

На AT картама се помоћу изохипса изражених у геопотенцијалним метрима приказују баричка узвишења и удубљења, односно гребени и удолине. У првима су антициклони и топли ваздух, а у другима циклони и хладни ваздух.

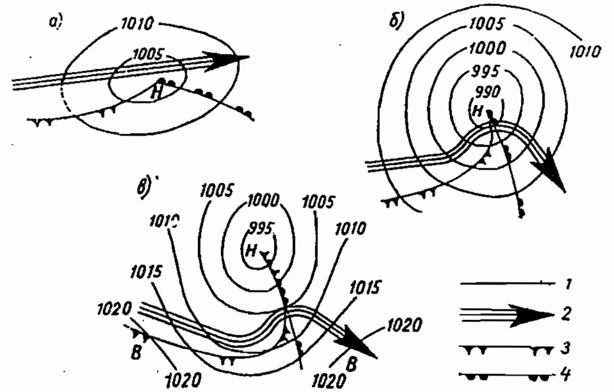
Да би се разумели узроци такве баричке топографије треба поћи од саме површине Земље. Наиме, ако је изнад саме површине океана у двема тачкама ваздушни притисак подједнак, а температуре различите, онда се на извесној висини појављује барометарски градијент усмерен из простора испуњеног топлијим ваздухом ка оном где је



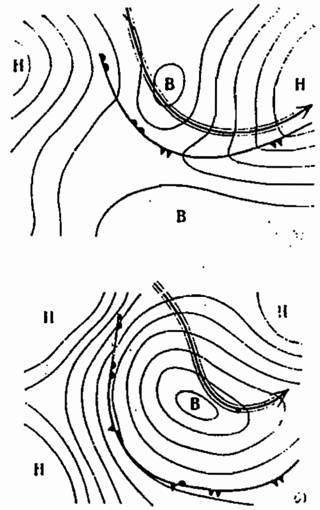
Сл. 59 — Вертикални пресек атмосфере у 15 часова 3. маја 1965. год. на правцу Калињинград — Алма-Ата (по Х. П. Погосјану и З. Л. Туркетти)

[53] Геопотенцијални метар је једнак раду који треба утрошити да би се јединица масе подигла на висину од 1 m при убрзању од 9,80 m/sec². Он се дефинише и као рад силе која јединици масе даје убрзање од 9,80 m/s² на путу од 1 m. — Геопотенцијална висина Φ изражава се обрасцем $\Phi = \frac{g \cdot z}{9{,}8}$, у којем је g дато у m/s², а z у метрима.

хладнији. Ову појаву је лако објаснити ако се зна да *барички степен*[54] износи при притиску од 1000 mb и 0°C 8 m за 1 mb (промене притиска). Али, при повишењу температуре ваздуха за 1°C барички степен се повећава за 0,4%. Због тога је у топлом антициклонском ваздуху на



Сл. 60 — Млазни ветрови у циклону у различитим стадијумима његовог развитка: а — почетна фаза развоја циклона, б — циклон у фази максималног развоја, в — фаза оклузије — нестајања циклона; 1 — изобаре, 2 — оса млазног ветра, 3 — хладни ваздушни фронт, 4 — топли ваздушни фронт на Земљиној површини (по Х. П. Погосјану и З. Л. Туркетти)



Сл. 61 — Млазни ветрови у систему антициклона у различитим стадијумима његовог развитка: а — почетна фаза развоја антициклона, б — фаза максималног развоја антициклона. Остале ознаке дате су уз сл. 60.

висинама притисак већи него у хладном циклонском ваздуху. Већа густина изохипса на AT картама показује положај *фронталне зоне*, која раздваја топлу од хладне ваздушне масе од топографске површине до тропопаузе.

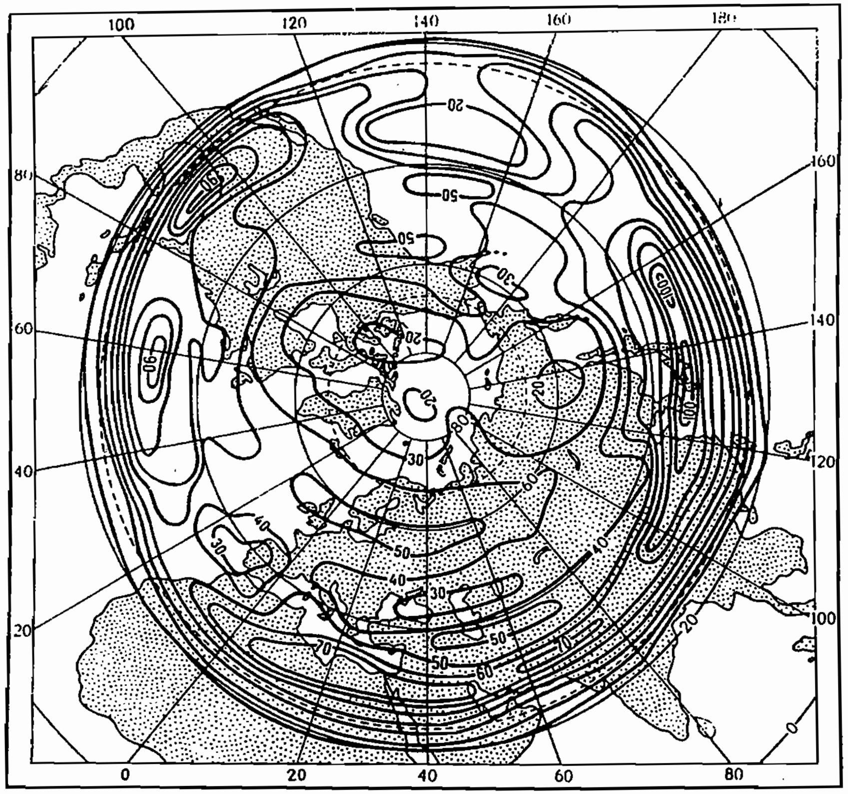
Појасеви са највећом густином изохипса баричке топографије показују на AT картама фронталну зону, на којој су највеће разлике у хоризонталном градијенту притиска и температуре. И баш у том простору, најчешће непосредно испод тропопаузе, а због указаних разлика у притисцима и температури ваздуха, настају *млазни* или *струјни ветрови*. Они се најчешће приказују на вертикалним пресецима атмосфере.

Вертикални пресек (сл. 59) приказује да је изнад реона Минск-Рја-

[54] Барички степен показује практично број дужинских метара по вертикали за који се ваздушни притисак смањи за 1 mb; на висини од 5 km он износи 15 m/mb, а на 18 km око 70 m/mb (74, 54).

зањ најхладнији ваздух, чија се температура повишава у правцу југоистока; изнад Смоленска на површини од 500 mb (око 5,5 km висине) температура ваздуха је —35°C, а изнад Фрунзеа на истој површини —10°C. Хладну и топлу ваздушну масу раздвајају два фронта — први је иза Пензе, а други иза Актјубинска. Изнад Пензе, где приземни ветар има брзину од 9 km/h, на површини од 300 mb (око 9 km) ветар достиже брзину од 50 m/s или 180 km/h. Ту се налази оса млазног ветра. Испред њега, изнад Актјубинска је приказан положај осе млазног ветра са брзином од 39 m/s односно 140 km/h. Оба млазна ветра налазе се испред хладног фронта, у простору где преовлађује нагло издизање топлог ваздуха; они дувају са југа и односе ка северу топао ваздух. Изнад Калињинграда, на површини од 300 mb је оса другог млазног ветра, који дува брзином од 33,4 m/s или 120 km/h. Он носи хладне масе са севера ка југу. У зони ваздушних фронтова излучују се падавине.

У циклусу оса млазног ветра лежи одмах после образовања фронталног таласа лево од његовог приземног центра (сл. 60). Она се повија десно у развијеном циклону, залазећи испред топлог фронта у



Сл. 62 — Учесталост млазних ветрова на северној полулопти са брзином од 30 m/sec и већом у процентима осматрања ове појаве — зими (по В. И. Воробјеву)

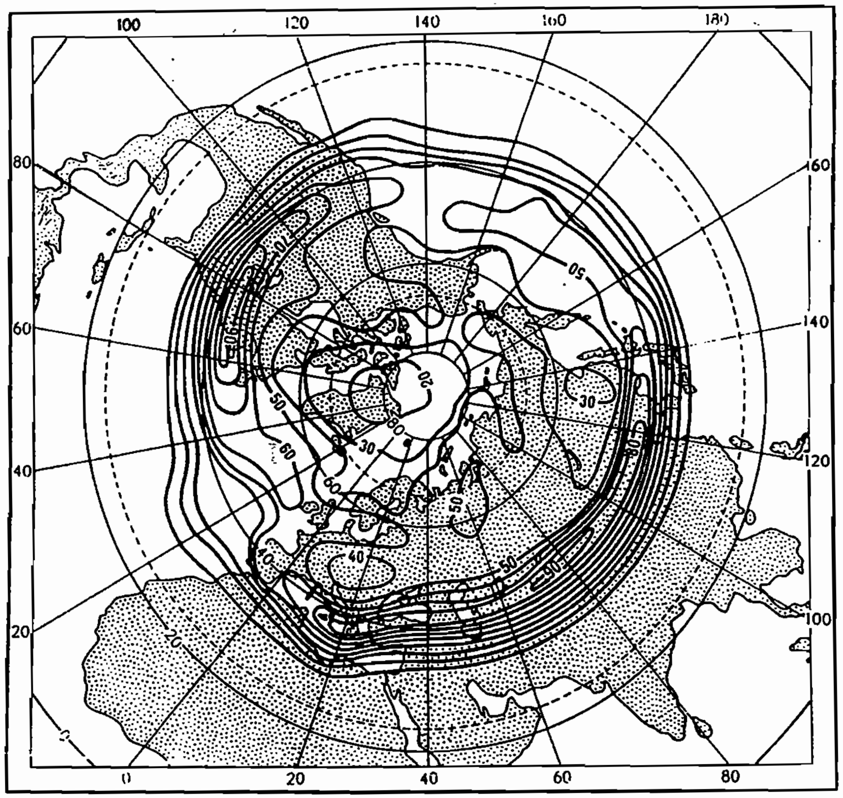
масу топлог ваздуха. У фази оклузије оса млазног ветра лежи десно од оклузије са незнатним скретањем улево изнад топлог ваздуха.

У антициклону оса млазног ветра налази се скоро изнад приземног центра антициклона, а даљим јачањем антициклона помера се ка хладнијем ваздуху. Када антициклон сасвим ослаби, онда се оса млазног ветра све више удаљава од њега (сл. 61).

Класификација млазних ветрова. — Према висинама на којима се појављују млазни ветрови се деле на тропосферне и стратосферне.

Тропосферни млазни ветрови се деле према областима изнад којих се налазе на млазне ветрове умерених и субтропских ширина (сл. 62 и 63).

Млазни ветрови умерених ширина настају између високих антициклона и циклона дуж фронталне зоне са великим хоризонталним градијентом температуре ваздуха. Због сталних појава и развоја циклона и антициклона они се брзо мењају како по смеру кретања, тако и по интензивности. Висина осе млазних ветрова умерених ширина



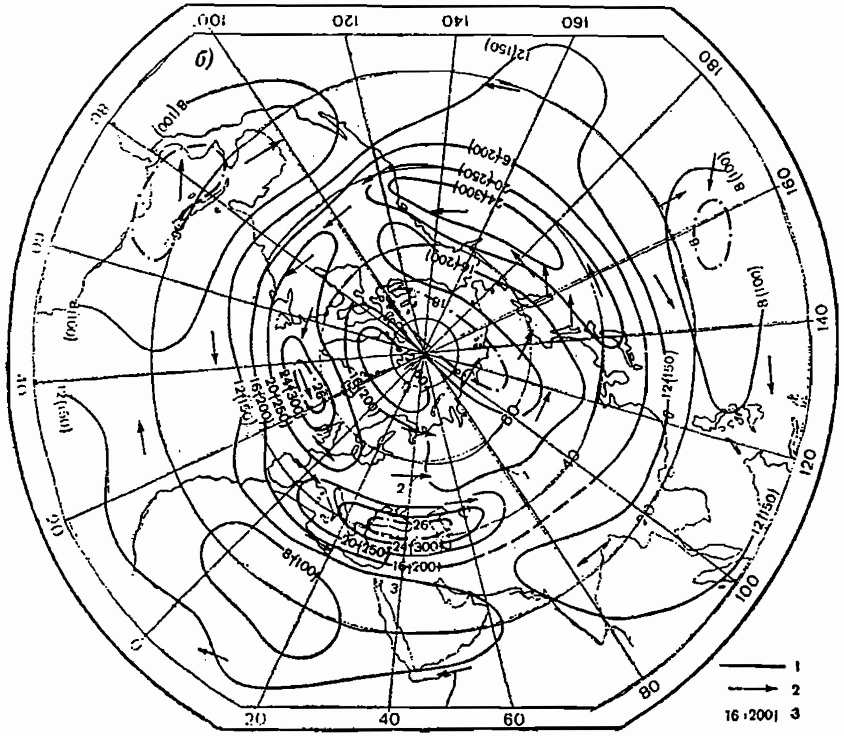
Сл. 63 — Учесталост млазних ветрова на северној полулопти са брзином од 30 m/sec и већом у процентима осматрања ове појаве — лети (по В. И. Воробјеву)

(таб. 29) зими је углавном на мањој (7—10 km), а лети на већој висини (8—11 km). Просечна максимална брзина ветра износи 40—50 m/s (144—180 km/h), а повремено је већа од 100 m/s (преко 360 km/h).

Табл. 29 — Учесталост различитих висина осе млазних ветрова умерених ширина зими и лети у % (по Х. П. Погосјану)

Месеци	Висина осе у km					Број случајева
	6–7	7—8	8–9	9–10	10–11	
Јануар	4,1	6,7	28,3	46,7	14,2	120
Јул	–	–	1,6	43,5	54,9	62

Млазни ветрови субтропских ширина настају на северној полулопти на северној периферији високих субтропских антициклона. Они мењају интензитет при меридионалном кретању. Висина осе млазних ветрова субтропских ширина је на 12—14 km, а просечна максимална брзина у оси струјања зими преко 50—60 m/s (180—216 km/h), а лети око 30—40 m/s (108—114 km/h).



Сл. 64 — Просечна брзина млазних ветрова на изобарској површини од 300 mb (око 9 km изнад нивоа мора): 1 — изотахије средњих брзина, 2 — правац резултирајућег вектора, 3 — просечна брзина у m/sec, бројка у загради прорачуната максимална брзина у km/čas са вероватноћом до 0,01% (по И. Г. Гутерману)

Због термичких разлика на Земљиној површини проузрокованих привидним кретањем Сунца између повратника и због тога промене положаја главних ваздушних односно планетарних фронтова, мења се и појас у којем се појављују млазни ветрови субтропских ширина. Зими се они појављују између 20 и 35° обеју полулопти. Лети се померају ка половима — изнад океана 5—10°, а изнад копна 10—15° северније односно јужније.

Млазни ветрови суптропских ширина имају највећу брзину изнад западног дела Пацифика (сл. 64); ту се зими појављују сваког дана и достижу просечну брзину од 64 m/s (230 km/). Друга зона њихове велике учесталости је изнад Блиског Истока и Авганистана; просечна максимална брзина у оси струјања износи око 44 m/s (око 160 km/h). Трећа зона њихове веће учесталости је изнад Мексиканског залива и југоисточног приморја САД са највећом просечном брзином у оси струјања од 32 m/s (115 km/h). Ови ветрови имају најмању учесталост у источним половинама Пацифика и Атлантика.

Стратосферни млазни ветрови појављују се зими претежно из западног, а лети из источног правца. Највеће брзине достижу на висини од око 60 km — на граници стратосфере и мезосфере. Просечна максимална брзина им је зими око 100 m/s (360 km/h), а лети 60—70 m/s (216—252 km/h). Максималне брзине су око 120 m/s (око 430 km/h).

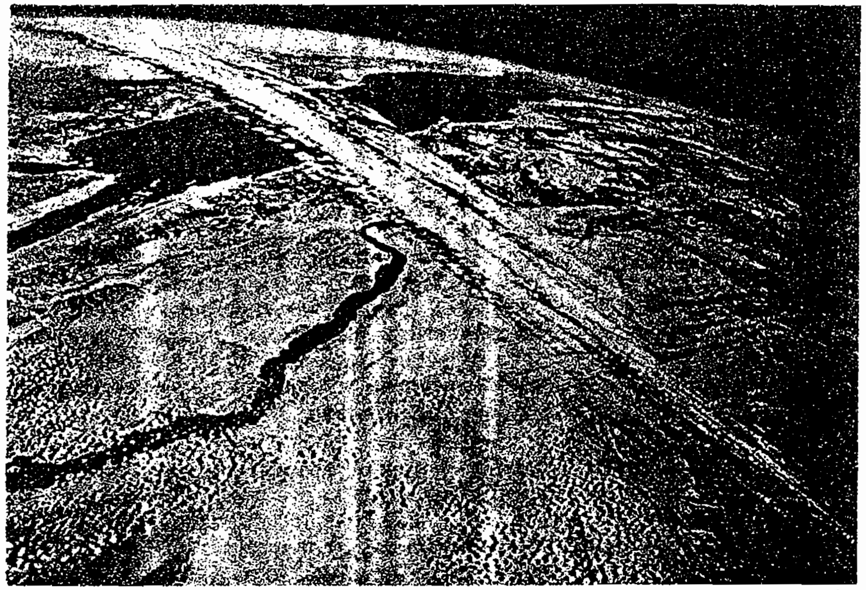
Стратосферни ветрови се појављују и на нижим висинама — зими у зони од 50—70° с.г.ш. на висинама од 25—30 km, а са брзинама у оси струјања које нису веће од 60 m/s (215 km/h).

*

Млазни ветрови, учествујући у општој циркулацији атмосфере, имају велики утицај на промене времена. Када се они крећу у облику таласа, онда огромне количине хладног ваздуха продиру ка нижим ширинама, а топлог ка вишим. Пошто амплитуда таквих таласа достиже и до 1.000 km, дешава се да је у крајевима који леже до 1.000 km ближе полутару повремено хладније, него у оним који су северније односно (на јужној полулопти) јужније.

Положај млазних ветрова открива се успешно на снимцима метеоролошких сателита[55] и из космичких бродова са људским посадама по њиховој карактеристичној облачности у високим слојевима тропосфере (сл. 65). При томе се облаци не појављују на целој дужини млазних ветрова, него само на неким њиховим секторима. По правилу то су *облаци у виду појасева дугачких 500—3.000 km*, а каткад се распадају на низ уских појасева широких укупно 400 km и више. Они су у генетској вези са другим системима облачности — циклонским или фронталним. Уочено је да облаци у облику таласа указују да је брзина у оси млазног ветра већа од 100 m/s (360 km/h).

[55] Подробније податке о коришћењу снимака матеоролошких сателита и анализе облака у сврху прогнозе времена дала је Л. С. Минина у књизи Практика нефанализа (Гидрометеоиздат., Ленинград, 1970).



Сл. 65 — Правац и ширину млазног ветра изнад Египта, Црвеног мора и Арабијског полуострва показују издужени облаци цируса и циростратуса. У Сахари и око долине Нила кумулуси лепог времена (по снимку НАСА)

Облачност у појасу млазних ветрова има на снимцима својеврсну текстуру — дуж њихове леве ивице су перјасто-праменасти облаци, који се јасно разликују од зранасте текстуре гомиластих облака, који су сасвим лево у хладној ваздушној маси *(55).*

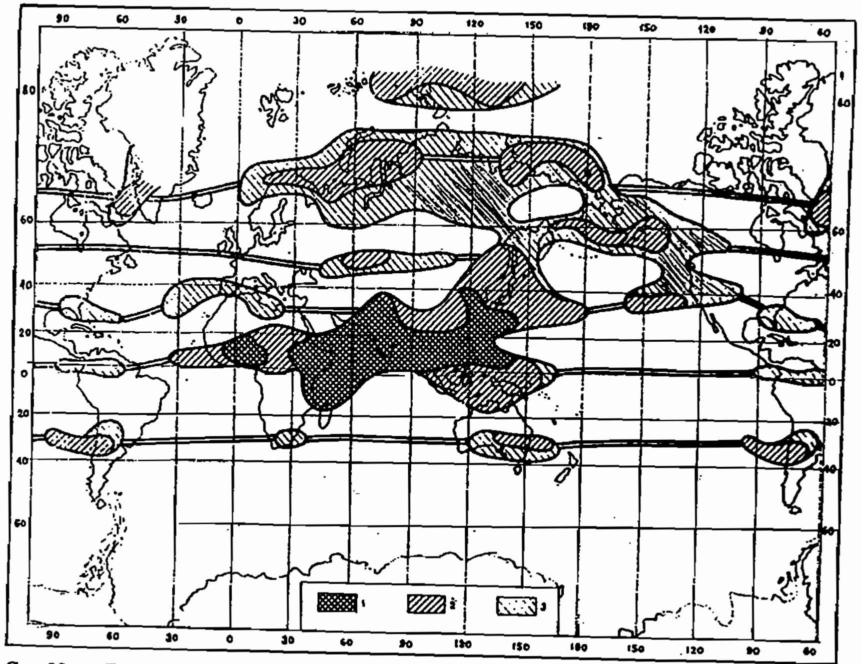
21. ПЕРИОДИЧНИ ВЕТРОВИ

Сунчеви зраци падају под различитим угловима у истом месту у току године. Због тога се мења интензитет загревања тла и ваздуха. У вези са тим мењају се још и температуре ваздуха и атмосферски притисак. Зими је ваздух у неком месту хладнији, а притисак виши него лети. Због тога је у њему зими антициклон, а лети циклон. У првом годишњем добу дувају ветрови из околине таквог места према циклонској области, док у другом годишњем добу, лети, дувају ветрови према том месту, ка циклони. На тај начин, у једном те истом месту а у различитим годишњим добима дувају ветрови супротних праваца, проузроковани сезонским променама атмосферског притиска.

Такви ветрови су називани **монсуни**[56]. Они дувају не само са мора на копно и обратно, него и преко пространих океанских и копнених површина (сл. 66). По положају области у којима дувају и основном узроку постанка разликују се два типа монсуна — тропски и вантропски.

[56] Од арапске речи mausim — сезона, годишње доба.

Вантропски монсуни су последица термичких супротности копна и мора односно сезонског премештања области високог и ниског атмосферског притиска. Зими је изнад расхлађеног копна висок ваздушни притисак, па тада дува *зимски монсун* са копна на море, где је у то доба атмосферски притисак нижи. Лети је стање обратно: изнад прегрејаног копна ваздушни притисак је нижи него изнад мање топлог мора. Зато *летњи монсун* и дува са мора на копно.



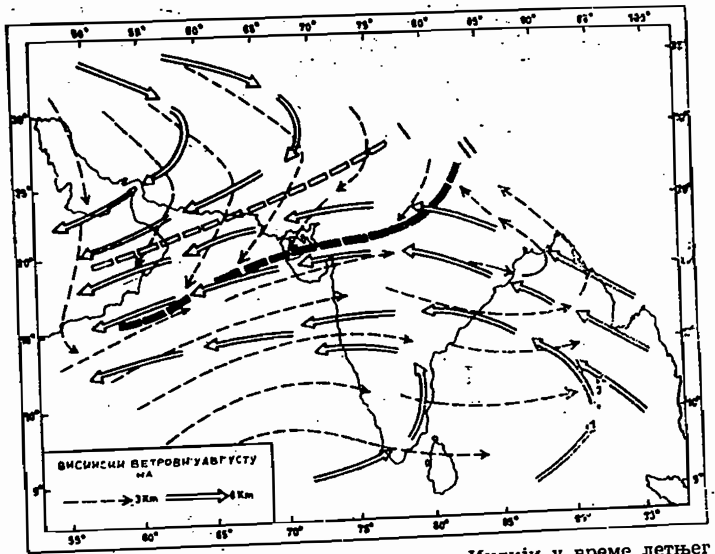
Сл. 66 — Географско распрострањење тропских и вантропских монсуна и средња учесталост њихових праваца: 1 — учесталост праваца јануарског и јулског монсуна преко 60%, 2 — учесталост између 40 и 60% и 3 — учесталост мања од 40% — области са монсунским тенденцијама (по С. П. Хромову)

Најбољи пример вантропског типа монсуна је онај на Далеком Истоку. Зими се ствара пространа област високог атмосферског притиска изнад Источне Азије са центром антициклона у Монголији, док је источно од Јапана стално низак атмосферски притисак. Тада из Азије дува зимски монсун; он прелази Охотско, Јапанско и Жуто море, као и Јапанска острва и ишчезава у северном Пацифику. Летњи монсун има обратни правац; тада је изнад Азије низак а изнад северозападног Пацифика висок ваздушни притисак.

Монсуни оваквог типа дувају још и на приморју Северног леденог океана, на Аљасци, у северозападној Канади, југозападној Европи, као и у југозападној Аустралији.

Тропски монсуни дувају у појасу који је приближно ограничен са 20° с.ш. и 15° ј.ш. Главни узрок његове појаве јесу термичке разлике тропског појаса у зимској и летњој половини године односно премештање положаја баричког екватора. Он лежи зими око Земљиног полутара, док је у лето северне полулопте помакнут за 10—20° северније. У вези са његовим померањем мења се и јачина пасата. Они су, уопште, јачи зими. У лето северне полулопте, када је барички екватор померен на север, јужни пасат прелази Земљин полутар, допирући у Африци до Сахаре, у Индији до Пенџаба, обухватајући целу Бурму, Тајланд, Вијетнам, Филипине итд. Прелазећи са јужне на северну полулопту он мења свој правац из SE у NE, те у поменуте земље долази са SW. Зими, док је барички екватор око полутара, северни пасат постаје знатно јачи него лети; он само местимице прелази на јужну хемисферу, па му зато правац остаје претежно — NE — SW.

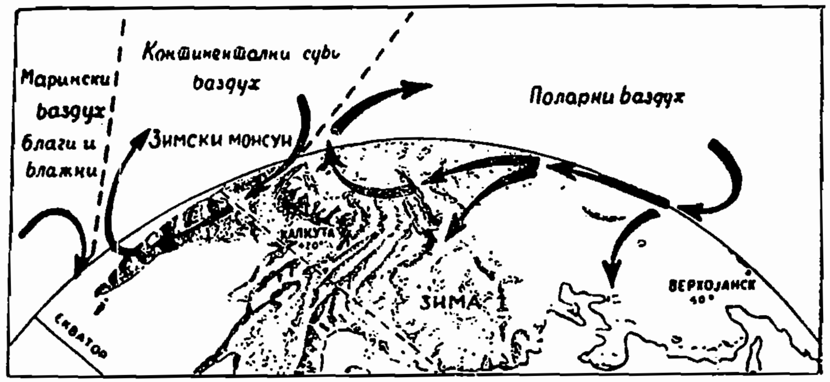
Према томе, тропски монсуни нису ништа друго него пасати, који у области већег померања баричког екватора имају ново својство — да сезонски мењају општи правац дувања. За разлику од вантропских монсуна, где циркулација ваздуха има правац копно — море и обратно



Сл. 67 — Приземни и висински ветрови у Индији у време летњег монсуна (у августу): I — интратропски фронт на висини од 6 km, II — интратропски фронт на висини од 3 km (по Сојеру)

код тропских монсуна преовлађује размена ваздушних маса између Земљиних полулопти. Зато су они заступљени како над океанским тако и над пространим копненим површинама (сл. 60). Ако се томе прикључи и погодан распоред копна и мора, онда ови монсуни постају веома изразити.

Најтипичнија земља тропских монсуна јесте Индија. Живот њеног становништва зависи у многоме од киша, које доноси *летњи монсун* (сл. 67). То је у ствари јужни пасат. Он полази са Индијског океана из области високог атмосферског притиска, чији центар лежи око 30° ј.ш. Под утицајем Земљине ротације јужни пасат на јужној полулопти има правац SE — NW. Али, када пређе полутар, он промени правац, тако да у Индију долази са југозапада. Прелазећи преко огромне водене површине Индијског океана ваздушне масе јужног пасата односно летњег монсуна Индије засите се воденом паром. Она се кондензује изнад планина Гата и јужних падина Хималаја стварајући кумулонимбусе и нимбостратусе. Из њих се излучују огромне количине падавина; само у току једног дана у Черапунџи, најкишовитијем месту на свету, излучило се 1.562 mm падавина (25. VII 1910. године), што одговара приближно трогодишњој висини падавина у северном Банату. У многим местима годишња висина падавина прелази 5.000 mm. У току 4 месеца, од јуна до септембра, излучи се у Индији 75—88% од годишње суме падавина у Бомбају (сл. 126) чак 96%! Због тога Индуси називају ово доба године, обилно падавинама, *„монсун“* односно *кишни период*.



Сл. 68 — Зимски монсун у јужној и источној Азији са средњим положајем ваздушних фронтова (испрекидане линије) и ваздушних маса

Зимски монсун у Индији јесте у ствари североисточни пасат. То је сув североисточни ветар који дува од новембра до фебруара и чија брзина над копном износи само 1 m/s. Народ Индије га не осећа и не зна за њега (*104*, 321). Изнад океана брзина му се повећава и достиже 5—7 m/s.

Суви континентални ваздух зимског монсуна Индије не полази из средње Азије, како се до недавно сматрало, јер хладни поларни ваздух не може да пређе преко високих венаца Хималаје и Каракорума, него из Пенџаба и подножја Хималаје (сл. 68). У тим областима, у које продире летњи монсун, зими се образује пространи антициклон. У исто време у екваторијалној области је нижи ваздушни притисак.

Према њој струје континенталне ваздушне масе зимског монсуна односно северног пасата. На том путу, дугачком преко 3.000 km, зимски монсун креће удесно под утицајем Земљине ротације. Због тога он дува у Индији и на Индијском океану из североисточног правца, па се тада ни по чему не разликује од северног пасата.

Монсуни су значајни за поднебље многих земаља. Али они нису свуда истих особина. Зимски монсун је сув у Индији (са изузетком Мадраског приморја), али је влажан дуж западних обала Јапанских острва, док у Малајском архипелагу, који лежи између два велика копна, аустралијског и азијског, не постоје велике разлике у влажности оба монсуна.

*

Новија аеролошка проучавања атмосфере у тропским крајевима уносе извесне промене у досадашњим схватањима генезе тропских монсуна. Летњи индијски монсун не постоји као сталан ветар; на то указује чињеница да у време кишног периода нема падавина сваког дана, него сваког другог до четвртог дана. Њих доносе покретне локалне депресије, које се развијају у зони променљивих тропских западних ветрова (сл. 56 и 57). У току лета ова зона се помера према северу, а западни ветрови који у њој дувају у смеру WSW — ENE до висине од 3—4 km представљају у ствари летњи индијски монсун. Зимски монсун је у суштини недовољно развијен пасат.

Према томе, по новијим схватањима за образовање монсуна нису битни термички условљени ниски ваздушни притисак изнад прегрејаног копна лети, а висок ваздушни притисак изнад охлађеног копна зими. Они само погодују кретању ваздушних маса и чине интегрални део у општој циркулацији атмосфере.

22. ЛОКАЛНИ ВЕТРОВИ

Локални ветрови су карактеристични само за поједине области на Земљиној површини. Значајни су у толико што подржавају увек исте временске прилике. У локалне ветрове у нашој земљи спадају: кошава, бура, вардарац, широко и фен,[57] а у осталим земљама: чинук, бахамос, белат, близард, хамсин, нордер, памперо и др.

Кошава дува у североисточним крајевима Југославије. Настаје када је висок ваздушни притисак над Украјином, а низак над западним Средоземљем. Најјача је на улазу у Ђердапску клисуру, између стене Бабајака и Голубачког града, где поједини њени удари прелазе брзину од 100 km/h. Веома је јака до Београда. Понекад диже високе таласе, па отежава или прекида речни саобраћај на Дунаву — између Новог Сада и Голубца. Осећа се у целој Војводини *(32)*, а понекад и у долини Драве до Осијека. Уз долину Саве продире до Бос. Шамца, а у Србији скоро до Ниша, Краљева и Ваљева. Најчешће дува 2—3 дана, а понекад и дуже. У Београду је једном дувала пуних 30 дана (од 28. фебруара до 28. марта 1928. год.). Кошава подржава ведро време у нашим североисточним крајевима.

[57] Фен је типичан алпијски ветар и изван наше земље, нарочито у Баварској и Швајцарској, али га има и у нашим Динарским планинама (тзв. динарски фен).

Бура је слаповит ветар дуж наше обале Јадрана. Најјача је на планинским превојима у близини мора, код Трста, Ријеке, Сења, Зрмање и Клиса. На тим местима поједини удари буре достизали су брзину до 180 km/h (или 50 m/sec). Спуштајући се на море бура диже кратке али високе ломљиве таласе, док капљице са запенушаних врхова таласа лете по ваздуху ограничавајући видљивост. Када је веома јака изазива прекид поморског саобраћаја у Ријечком Заливу и Подгорском каналу; понекад преврне железничке вагоне и камионе, па је значајна и за сувоземни саобраћај. Траје 2—3 дана, а понекад и до 3 седмице. Бура ишчезава на пучини Јадрана.

По постанку се разликују два типа буре — антициклонска и циклонска бура *(83)*.

Антициклонска бура настаје када је висок ваздушни притисак над Средњом Европом, а нижи над Средоземљем али не и над Јадраном. Тада преко наших планина, најчешће од октобра до марта (каткад и до маја), дува према Јадрану јак североисточни ветар. Тада преовлађује ведро и суво време. Само се при врховима планина, на заветринским странама — према мору, развије тзв. „фенски зид" — мањи облаци који изгледају као да су прилепљени за планину. Он указује да на супротној страни планина, где преовлађује узлазно струјање ваздушних маса, влада ружно време. Када се центар антициклона приближава Јадрану, повећава се и јачина буре, па она тада дува и на супротној обали Јадрана. Пошто антициклонска бура доноси ведро време, називају је још и ведром буром.

Циклонска бура настаје када је центар ниског притиска у јужном Јадрану или нешто западније. Тада на задњој или западној страни депресије дува са североистока ка пучини циклонска бура, а у исто време на предњој или источној страни депресије дува са југоистока циклонски југо. Небо је облачно над читавим Јадраном. Стога се ова бура назива још и облачна или мрачна бура (bora obscura). Праћена је падавинама, понекад врло обилним, а може да потраје и до 8 дана.

Вардарац је такође слаповит ветар. Настаје када је висок ваздушни притисак изнад средишних области Балканског полуострва, а низак изнад Егејског мора. Дува са Шаре и Скопске Црне горе, низ долину Вардара према Солунском заливу. Чешћи је зими, сув је и хладан. Хладнијих зима проузрокује појаву леда уз северну обалу Солунског залива. Дува по 3—7 дана. Достиже брзину до 60 km/h. Вардарац подржава ведро време.

Југо је претежно југоисточни ветар, који дува по уздужној оси Јадрана. Дува дуже у хладнијој половини године — до 4 дана, а понекад, са прекидима, и до две седмице. Југо је чешћи у северном Јадрану од марта до јуна, а у јужном од октобра до марта. Понекад достиже брзину до 80 km/h и у јужном Јадрану изазива таласе високе до 4,5 m, те отежава поморски саобраћај.

По постанку се разликују два типа југа — циклонски и антициклонски југо (83).

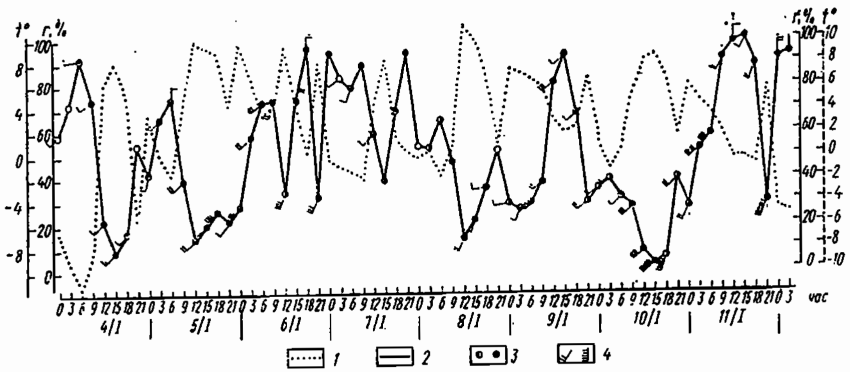
Циклонски југо настаје када се Јадрану приближује депресија из западног Средоземља. Предзнак појави ветра су таласи из јужног правца и облаци из западног и југозападног смера. Уз нагли пад ваздушног притиска повећава се облачност, повишавају таласи и појављује све јачи топао и влажан ветар. Скоро увек циклонски југо прелази у ветар из западног квадранта, олујне јачине, праћен грмљавином и падавинама — при наиласку хладног фронта. После тога се појави (циклонска) бура.

Ваздушне масе циклонског југа полазе из Северне Африке, где је висок ваздушни притисак, и прелазећи преко Средоземног мора апсорбују велику количину водене паре, те су стога топле и влажне. Издижући се уз падине приморских планина ове се ваздушне масе хладе, водена пара се кондензује и из тамних облака излучују се обилне падавине.

Антициклонски југо се развије када је висок ваздушни притисак изнад средишних области Балканског полуострва, а низак у западном или средњем Средоземљу, па чак и када се депресија креће преко западне Европе ка североистоку (а изобаре на Средоземљу иду смером север-југ или југозапад-североисток). Антициклонски југо је у суштини источни ветар, али је на Јадрану ,канализсан" правцем пружања Динарских планина и Апенина, те стога стиче југоисточни смер. И антициклонски југо је доста топао ветар, али и прилично сув, те не доноси падавине, или су оне сасвим незнатне. Стога га називају још и суви југо. Најчешће се јавља на прелазу из топлије у хладнију половину године и обратно.

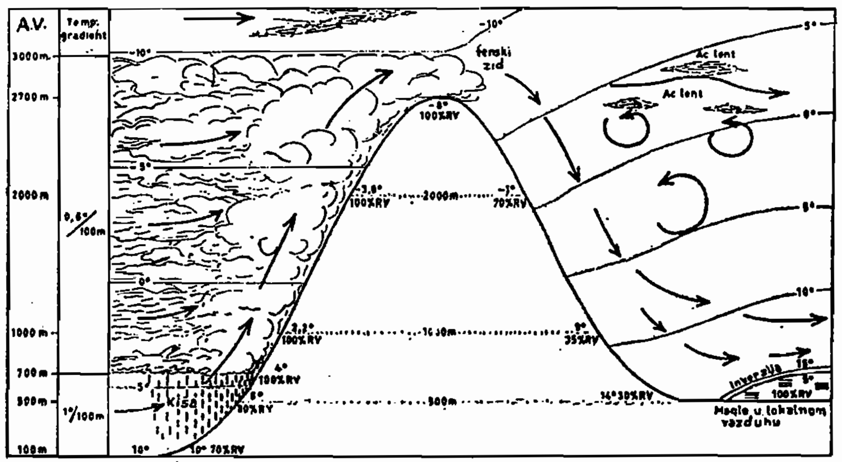
Антициклонски југо прелази у циклонски када се депресија приближи Јадрану, а овај касније у буру.

Врло јаки југо назива се *јужина.*



Сл. 69 — Промена величина главних метеоролошких елемената за време трајања фена од 4. до 12. јануара 1967. год. у Теберди: 1 — температура ваздуха, 2 — релативна влажност, 3 — укупна облачност (5/10 односно 10/10), 4 — ветар (југозападни брзине 3 m/sec односно јужни — 10 m/sec) (по Б. П. Алисову и Б. В. Полтарaусу)

Фен (Föhn) је јак, слаповити, топли и суви ветар типичан за северну подгорину Алпа, мада је чест и јужно од ових планина. Образује се када је на једној страни планинских масива низак, а на другој страни висок ваздушни притисак. Јужни фен у Алпима образује се при пролазу атлантских депресија северно од Алпа, док је северни фен условљен појавом медитеранских депресија. Дешава се понекад да антициклон лежи изнад самих Алпа и онда се фен појављује с обе њихове стране. Релативно сув и топао ваздух фена (сл. 69) објашњава се његовим адијабатским загревањем при спуштању преко планинских венаца у дубоке долине и котлине.



Сл. 70 — Шематски приказ образовања фена: A.V. — апсолутна влажност, R.V. — релативна влажност (остала објашњења у тексту) (по Канегитеру)

За нашу земљу је значајнији јужни од северног фена, чак и када он дува далеко од наших западних граница. Тако нпр. ако се топла и влажна ваздушна маса издиже уз јужне падине Алпа (сл. 70), она ће се на сваких 100 m висине расхлађивати за 1°C све до нивоа кондензације, а изнад тог нивоа, због ослобођења латентне топлоте, приближно за 0,6°C на сваких 100 m висине. Пошто се ослободи падавина, које скоро у потпуности излучи на јужним падинама Алпа, релативно сува ваздушна маса спушта се низ северне падине Алпа и том приликом се динамички загрева — на сваких 100 m низлазног спуштања температура ваздуха се повиси за 1°C. Зато је ваздушна маса фена знатно топлија у Баварској него што је била у Италији. У зимским и пролећним месецима јужни фен отапа снег у северној подгорини Алпа, па га тамо називају и „снегождер". Тада настају поводњи на алпијским притокама Дунава. Нагло отапање великих количина снега испољава се тада и на нашем сектору Дунава.

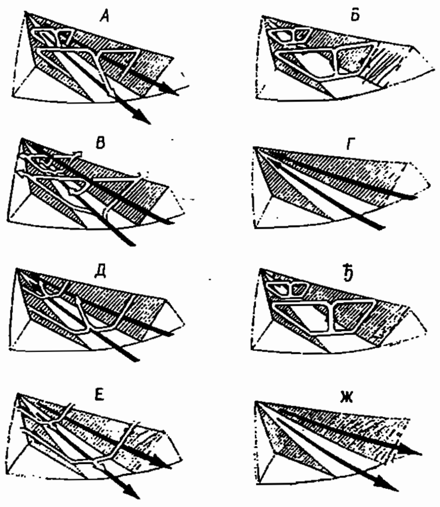
У нашим динарским планинама особине фена има југо. Топао и сув он јако исушује тле, а понекад чак и спаруши биљне културе, па га зато у Босни називају *„бели град“* и *„бели ветар“*. У пролеће изазива брже отапање снега и пораст водостаја на нашим рекама у сливу Саве. Ф. Сајдл га је назвао „динарско-горским феном“.

Кратке одлике осталих важнијих локалних ветрова дати су у табл. 30.

Табл. 30 — Преглед најважнијих локалних ветрова

Ветар	Смер	Место	Опште одлике ветра и време дувања
Belat	N—NW	S обала Арабије	Топли ветар, дува од децембра до средине марта, носи песак, траје 1—3 дана.
Blizard	N—NW	E обала САД	Зими — јаке снежне мећаве.
Harmatan	E-ENE	Западна Африка — Сахара	Врло сув, са много песка из сахарских ергова. Дува у зимским месецима.
Mistral	NW	Долина Роне, Лионски и Ђеновски залив	Дува целе године, а зими врло хладан и јак ветар.
Norder	N	Низија Мисисипија и Мексикански залив	Врло јак и хладан ветар; почиње нагло. Најјачи у новембру. Дува од октобра до априла.
Pampero	SW	Пампе Јуж. Америке и њено атлантско приморје између 30 и 40° ј. ш.	Олујан и хладан ветар; почиње из N или NW (Norte duro, Pampero seguro). Највише дува од јуна до октобра. Понекад с падавинама. У вези је са кретањем хладног фронта.
Tramontana	N	Јадранско и Егејско море	Јак и хладан ветар, нарочито у Егејском мору. Дува зими.
Vilivavos	N-NW	Магеланов мореуз	Јак слаповити ветар са Патагонских планина. Дува преко целе године.
Garmsilj	S-N	S Казахстан	Дува из Авганистана, смањује релативну влажност ваздуха до 4—5% уз повишење температуре до 40°C.

У локалне ветрове убрајају се поред ветра с морске пучине и ветра с копна, о којима је раније било речи (од. 18) и *планински ветрови* (сл. 71). Они постају због неједнаког дневног загревања и ноћног хлађења ваздуха у долинама и на планинским врховима. Прегрејани долински ваздух струји у току дана уз планинске стране — приближно од 10 часова пре подне па до Сунчевог заласка. Тај ветар се назива *долински, дољак* и *даник*. Ноћу се пак прехлађени ваздух спушта са планинских врхова у долине. Он почиње око 22 часа, а престаје по Сунчевом изласку. Такав ветар назива се *горски, горњак* или *ноћник*. Планински ветрови су слаби. Јављају се лети при тихом и ведром времену.



Сл. 71

Сл. 71 — Шема образовања планинско-долинских ветрова у Алпима (по Дефану). Систем се састоји из два уско узајамно условљених вида циркулације: падинске циркулације (светле стрелице) и усмерених дуж падина силазних (ноћни планински ветрови) и узлазних (долински ветрови за обданице) долинских ветрова. Поједине фазе дневног тока струјања ваздуха за трајања планинско-долинских ветрова имају следеће особености:

А. Положај после изласка Сунца. Почиње ветар усмерен уз падине (светле стрелице); ипак, пошто је у долини ваздух још хладнији него на равници, наставља се такође низлазни долински ветар (црне стрелице). Због тога низлазна грана падинског струјања храни низлазни долински ветар.

Б. Уколико се појачава загревање тла низлазни долински ветар слаби; приметно преовлађује падинска циркулација.

В. Пред подне развија се узлазни долински ветар, који храни узлазно падинско струјање; оно се још појачава низлазном граном падинске циркулације.

Г. У касне поподневне часове узлазни падински ветрови ишчезавају, а после тога још извесно време дува само долински ветар.

Д. Увече се развија низлазни падински ветар; над централним делом долине његова узлазна грана подржава још неко време долински ветар.

Ђ. Долински ветар ишчезава, а појављује се падинско струјање усмерено у правцу супротном од оног пред подне (В).

Е. Почиње планински (низлазни долински) ветар, који се појачава силазним падинским ветром.

Ж. Ујутру планински ветар испуњава сву долину. Са изласком Сунца понавља се стање А. (из Ј. Влитгена).

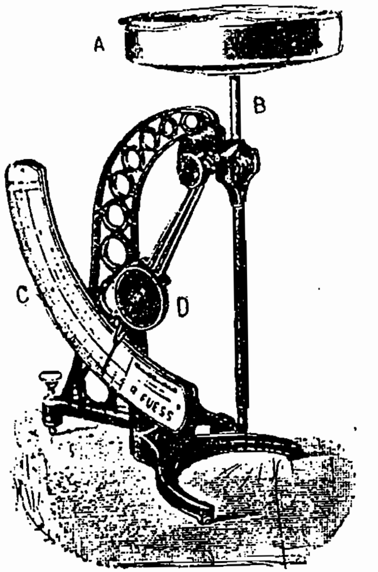
V. ВЛАЖНОСТ ВАЗДУХА И ВЕЛИЧИНА ИСПАРАВАЊА

23. МЕРЕЊЕ ИСПАРАВАЊА

Водена пара и испаравање. — Вода је једина материја у природи, која се на обичним температурама налази у сва три агрегатна стања. У гасовитом стању она се назива водена пара. Невидљива је и нема мириса. У атмосфери се меша са осталим гасовима. Лакша је од ваздуха: њихове тежине исте запремине при једнаком притиску стоје у односу као 0,622 : 1,000. Зато је влажнији ваздух лакши од сувог.

Водена пара доспева у атмосферу испаравањем, тј. процесом прелажења воде из течног у гасовито стање. Величина испаравања зависи, пре свега, од површине са које се оно врши. Због тога су огромне површине океана и мора највећи достављачи водене паре, док је удео језера, река, тла и биљног света мали. Али, оно такође зависи и од температуре површине са које настаје испаравање: уколико је темпе-

ратура таквих површина виша, брже је кретање молекула воде, па један њихов део, савлађујући кохезију, одлеће у ваздух изнад воде, те је, у таквим случајевима, испаравање веће него када је водена површина хладна. Када је ваздух сув и топао у стању је да прими већу количину водене паре од хладнијег и влажнијег ваздуха. Најзад, испаравање је сразмерно брзини ветра: чак и струјање ваздуха са брзином од свега 0,25 m/s, које се не може назвати ветром, повећава испаравање скоро за три пута.



Сл. 72 — Вилдов испаритељ: A — лимени суд, B — вертикални ослонац, C — скала и D — тег са казаљком

Испаравање се мери помоћу инструмената који се називају **евапориметри** или **испаритељи.** На метеоролошким станицама употребљава се највише В и л д о в и с п а р и т е љ (сл. 72). Он ради на принципу ваге, а показује на скали слој воде у милиметрима који испари за 24 часа.

Вилдов испаритељ се састоји из отвореног лименог суда A, који лежи на покретном вертикалном ослонцу B, скале C и казаљке са тегом D. Испаравање се мери тако, што се у лимени суд, чија је површина 250 cm², сипа вода све дотле док казаљка не доспе у хоризонтални положај означен на скали са 0 mm. Испаравањем воде метални суд са водом постаје лакши, па се његов вертикални ослонац помера навише, а казаљка (са тегом који је одржавао равнотежу напуњеном суду) полако спушта, показујући на скали висину слоја воде која је испарила. Сем овог инструмента постоје и специјални **евапориграфи**[58], који аутоматски бележе висину слоја испарене воде на хартији обмотаној на ваљку са часовним механизмом.

Вилдов евапориметар се поставља у посебан заклон, у свему исти као и термометарски. Доливање воде у његов суд врши се сваког јутра у 7 часова по локалном времену. Па ипак, не само Вилдов испаритељ, него и други слични испаритељи, не показују стварну величину испаравања у месту где се налазе него тзв. с п о с о б н о с т и с п а р а в а њ а или и с п а р љ и в о с т. Тачније резултате показују специјални **пловни евапориметри** и **испаритељни басени** са површинама до 530 m² (у Форт Колинзу у САД). Уопште, сви инструменти за мерење испаравања воде дају у толико веће вредности од стварних, у колико им је мања површина суда односно басена, што се види по подацима датим у табл. 31.

Табл. 31 — Испаравање са водене површине у зависности од пречника испаритеља

Пречник испаритеља у cm	Испаравање у %
366	100
180	126
120	135
60	164

[58] Од латинског evaporatio — испаравање и грчког graphein — писати.

Разлике између испарљивости и стварног испаравања у појединим природним предеоним зонама северне полулопте дао је Б. П. А л и с о в (табл. 32). Он је установио да је испарљивост 2 до 10 пута већа од испаравања.

Табл. 32 — Годишње вредности испарљивости и испаравања (по Б. П. Алисову)

Предеона зона	Испарљивост у mm/год.	Испаравање у mm/год.
Тундра	200—300	70—120
Тајга	300—600	200—300
Мешовита шума	400—850	250—430
Степа	600—1100	240—550
Полупустиња	700—900	180—200
Пустиња	800—1000	50—100
Субтропи	800—1300	300—750

Треба напоменути да водена пара испарава и са површине снега и леда. Испаравање је у толико мање, у колико је нижа температура ваздуха (табл. 33).

Табл. 33 — Средње месечно испаравање снега у mm

При температурама нижим од 0°C							
Сред. месеч. температура °C	0	—2	—4	—5	—7	—10	—15	—20
Сред. месеч. испаравање у mm	30	24	20	17	12	7	4	3
При температурама вишим од °C								
Сред. месеч. температуре у °C	0	1	2	4	5	6	7	8
Сред. месеч. испаравање у mm	30	38	46	55	64	—	—	—

Резултати мерења испаравања снега у СССР и САД слажу се за температуре ниже од 0°C, док су за позитивне температуре амерички подаци већи (нпр. при температури +3°C испаравање износи 65 mm, што по совјетским мерењима одговара температури од +5°C).

Највеће је испаравање у летњим месецима и у пустињским областима. Места у сушним крајевима имају веће испаравање и када леже у вишим ширинама од места која леже на морским обалама; то показују подаци дати у табл. 34.

Табл. 34 — Средња месечна висина испаравања у mm (по J. Сташевском)

Место	φ	λ	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.
Лондон	51°30′	0°7w	5	6	17	38	62	74	75	59	35	16	6	2	395
Доњи Египат	30°	32°	71	81	108	126	146	150	143	133	108	108	87	88	1329
Атбара	17°45′	34°	442	440	571	608	642	601	572	526	573	517	448	417	6267
Џакарта	6°11′S	106°50′	44	35	42	43	43	39	51	64	64	64	46	46	581

Транспирација. — Биљке одају велику количину водене паре. Њихово испаравање — т р а н с п и р а ц и ј а — зависи, пре свега, од врсте биљке, њене старости и густине на одређеној површини, затим од особина тла и његовог механичког састава, од воденог режима тла, његовог хемијског састава итд. Тле покривено травом, ливада, испарава три пута више воде него голо поље. Још веће је испаравање у шумама. Оне испаравају приближно толику количину воде, као и њима једнака површина мора у истим географским ширинама.

Транспирација је физичко-биолошки процес, те зато подлеже сезонским променама. Топли и суви ветрови, као што је нпр. фен, појачавају транспирацију до тог степена, да се многе биљке спаруше и угину. Стога такве ветрове наш народ назива „бели град" (у Бос. Крајини). Штетно дејство сличних ветрова смањују шумски заштитни појасеви. Таквих појасева има много у јужним крајевима европског дела Совјетског Савеза; њихова је намена да заштите пределе око Дона и источну Украјину од врелих и сувих каспијских ветрова („суховеја").

24. ВЛАЖНОСТ ВАЗДУХА И ЊЕНО МЕРЕЊЕ

Испарена вода са површине мора, језера, река, снега, тла и биљака доспева у атмосферу као водена пара. У зависности од температуре 1 m^3 ваздуха је у стању да прими следећу максималну количину водене паре:

Температура у °C	—30	—20	—10	0	10	20	30
Вод. пара у g/m^3	0.38	0.94	2.15	4.57	9.14	17.36	31.51

За ваздух који при одређеној температури садржи највећу могућу количину водене паре каже се да је з а с и ћ е н в о д е н о м п а р о м. Ако би се такав ваздух још загрејао, повећала би се његова способност примања водене паре. Међутим, када се тако засићени ваздух расхлади, он постаје п р е з а с и ћ е н в е д е н о м п а р о м, те зато долази до појаве к о н д е н з а ц и ј е — враћања водене паре у течно стање. Температура ваздуха при којој долази до прелаза водене паре, коју ваздух садржи, у њено течно стање назива се т е м п е р а т у р а р о с н е т а ч к е или краће — р о с н а т а ч к а.

Кондензована водена пара претвара се најзад у падавине, које се излучују на тле. Један део падавина поново испари, други понире у земљу, а трећи се сакупља у водотоцима и враћа се у мора. На тај начин обавља се у природи процес великог кружења воде. У њему учествује годишње 511.000 km^3 воде што одговара слоју од 1002 mm падавина. Међутим, како се у атмосфери налази само 13.200 km^3 падавина, потребно је да она у току године изврши 41 кружење воде (прорачуни), односно сваких 9 дана по један круг: море — атмосфера — копно — море.

Атмосферска вода има велики значај за живот на Земљи. Она омогућује живот биљног и животињског света у свим крајевима Земљине површине, а својим деловањем ствара неке специфичне облике у рељефу наше планете.

Влажност ваздуха и њено мерење. — Као што је указано, садржај водене паре у ваздуху се мења, али се он ипак може изразити и бројно на неколико начина; то су: притисак водене паре, апсолутна влага, релативна влажност и дефицит засићености. Прва два — притисак водене паре и апсолутна влага — немају веће примене у пракси, али су теоретски значајне величине, јер приближно показују садржину водене паре у нижим слојевима тропосфере.

П р и т и с а к в о д е н е п а р е (p) — представља парцијални напон водене паре у ваздуху, изражен у mm живиног стуба (mm Hg). Он се користи у метеоролошким прорачунима, где год се проучава садржина водене паре. Годишњи ток притиска водене паре мења се углавном у правом односу са температуром ваздуха; он је у зимским месецима мањи, него у летњим (табл. 35), док су му дневна и годишња колебања мања од колебања температуре ваздуха.

Табл. 35 — Средње вредности притиска водене паре у Београду у mm Hg (период 1921—1940, по *54*, 30)

Месеци	J F M	A M J	J A S	O N D	Год.	Год. колеб.
7 час.	3,8 3,8 4,9	6,6 9,7 11,7	12,8 12,2 10,2	8,0 6,1 4,3	7,8	9,0
14 час.	4,2 4,2 5,1	6,6 9,6 11,4	12,6 11,9 10,3	8,6 6,7 4,6	8,0	8,4
21 час.	3,9 4,0 5,1	6,5 9,7 11,8	12,7 12,1 10,3	8,3 6,4 4,4	7,9	8,8
Просек	4.0 4,0 5,0	6,6 9,7 11,6	12,7 12,1 10,3	8,3 6,4 4,5	7,9	8,7

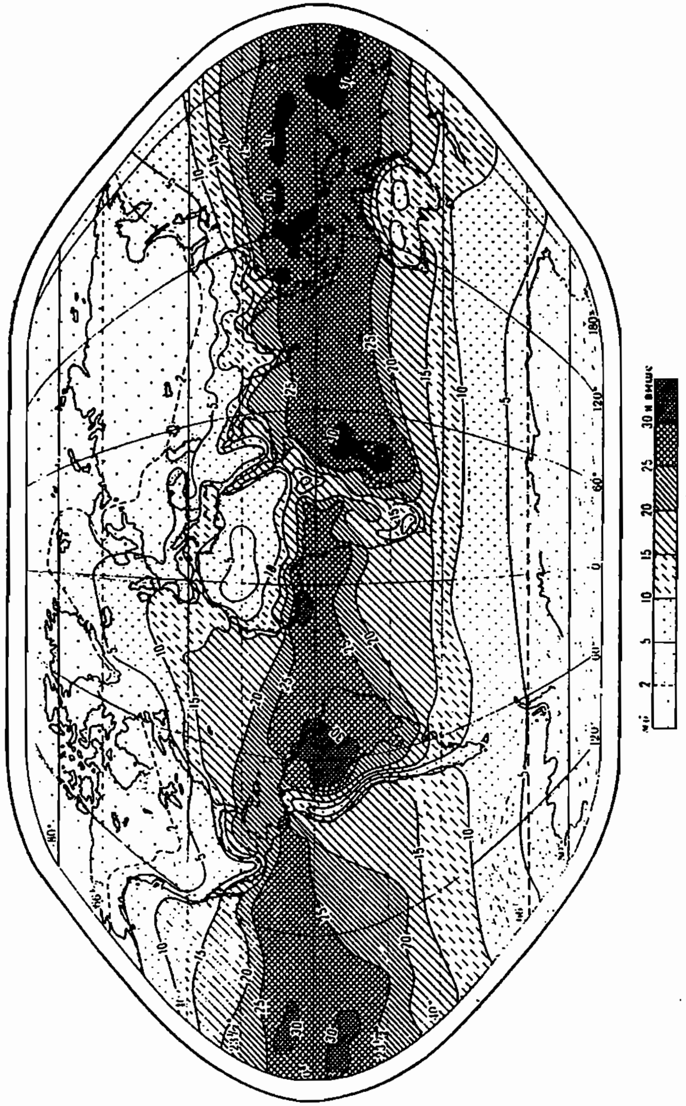
На сл. 73 приказан је положај *изовапора* — изолинија напона водене паре у mm Hg. Највећи напон водене паре је у екваторијалној области, где му је вредност и зими и лети већа од 20 mm Hg. У јануару изовапора < 2 mm Hg обухвата најхладније области Сибира и север Канаде; у Јакутији је најхладнији крај — „пол хладноће" — ограничен изовапором од само 0,1 mm Hg, што показује врло велику сувоћу ваздуха. У јулу су све изовапоре на северној полулопти помакнуте ка северу и то све више уколико се повећава удаљеност од екватора. Изовапора од 10 mm Hg на Атлантском океану повија се ка југу и у јануару обухвата скоро сву Сахару, северну половину Арабијског полуострва итд., док у јулу она прелази преко Шкотске, јужне Шведске и Финске и наставља се даље преко Сибира нешто северније од 60° с. г. ш.

Притисак или напон водене паре обично се смањује са повећавањем висине: он износи у Европи на нивоу мора 6,62 mm Hg, на 1.000 m — 4,77 а на 5.000 m — 0,52 mm Hg. У областима где се појављују стабилне и дуготрајније инверзије температуре ваздуха, као што је случај зими у Јакутији, напон водене паре са висином се не смањује, већ остаје непроменљив или се чак незнатно повећава.

А п с о л у т н а в л а г а (e) — представља тежину водене паре у грамима коју садржи 1 m^3 ваздуха. Она се јако мења у зависности од распореда копна и мора, облика рељефа, стања времена и годишњих доба. Апсолутна влага се углавном повећава од поларних области према екватору, што одговара познатој особини ваздуха да са повишењем

температуре задржава већу количину водене паре. Максималне вредности су забележене у Персијском заливу и делти Меконга.

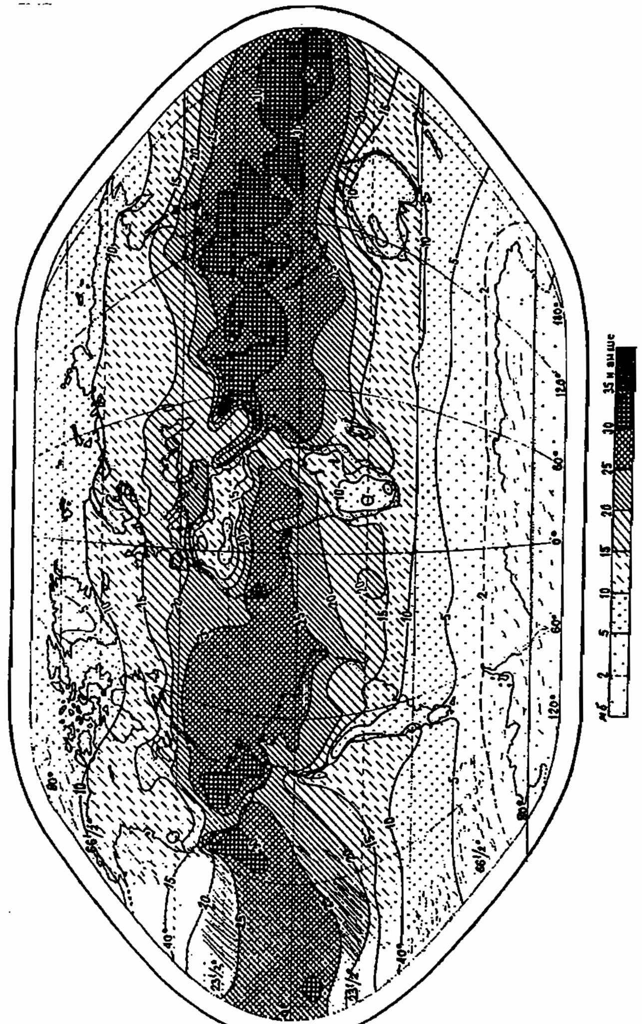
Апсолутна влага у g/m³ се стварно не одређује на метеоролошким станицама јер је то доста сложени поступак. У пракси се одређује



Сл. 73 — Просечан напон водене паре у јануару (по Ландсбергу) са шрафираним површинама између изовапора

напон водене паре у mm Hg, јер се његова вредност и апсолутна влага у mm Hg на једнаким температурама ваздуха веома мало међусобно разликују. Зато се често дешава да се они замењују један са другим.

Р е л а т и в н а   в л а ж н о с т (r) — представља однос између апсолутне влаге ваздуха (е) у одређеном тренутку и оне максимално могуће влажности (E) коју би он имао на датој температури па да буде засићен.



Сл. 74 — Просечан напон водене паре у јулу (по Ландсбергу) са шрафираним површинама између изовапора

Табл. 36 — Средње месечне вредности релативне влажности у неким местима у %

Место	Географска ширина	Географска дужина	J F M	A M J	J A S	O N D	Година	Колеб.
ЕВРОПА								
Шпицберг	79°	16°	87 84 82	83 85 88	85 84 83	84 87 87	85	6
Гданск	54°	19°	85 84 81	76 72 72	73 75 77	61 85 87	79	15
Бјалисток	53°	23°	88 85 79	74 69 69	71 74 78	83 89 88	79	20
Варшава	52°	21°	88 86 80	72 68 69	70 73 77	75 88 89	79	21
Вроцлав	51°	17°	83 80 75	69 66 66	67 69 73	78 83 84	74	18
Сњешка	51°	16°	89 87 84	79 77 77	78 80 83	86 88 90	83	13
Париз	49°	2°	86 81 76	69 71 73	73 74 79	85 87 88	78	19
Софија	43°	23°	83 79 72	65 66 67	62 60 67	76 81 84	72	24
Београд	45°	20°	83 72 69	64 67 66	63 64 68	75 80 84	72	20
Хвар	43°	16°	70 69 69	70 70 67	63 64 69	71 73 73	69	10
Комижа	43°	16°	74 73 73	73 71 68	63 61 69	74 77 76	71	14
Ница	44°	7°	54 51 57	59 60 60	59 59 59	58 55 55	57	4
АЗИЈА								
Краснојарск	56°	93°	75 74 69	63 62 64	69 75 76	73 77 69	71	17
Владивосток	43°	132°	70 73 72	76 77 85	89 86 75	69 68 72	76	21
Казалинск	46°	62°	83 79 76	59 37 34	34 35 42	49 60 72	52	49
Дaљниj	38°	121°	65 63 60	57 62 70	83 80 70	64 62 62	62	21
Багдад	33°	44°	78 73 69	60 50 37	37 40 42	51 66 79	58	42
Бомбај	18°	72°	70 70 75	76 78 83	87 86 81	73 72 72	77	17
Бенарес	25°	83°	68 58 42	33 42 60	82 84 82	69 66 66	63	51
Сингапур	1°	103°	85 81 82	82 83 82	81 81 81	82 82 82	82	4
Хабаровск	48°	134°	72 70 69	63 71 75	80 81 78	69 73 73	73	18
АФРИКА								
Адис Абеба	9°	38°	48 58 52	65 51 74	86 84 74	48 45 50	61	38
Дуејм	14°	32°	29 28 21	19 30 41	61 68 58	42 32 32	39	49
Либревил	0°	9°	86 85 85	85 83 78	73 78 80	85 84 85	81	13
Дар-ес-Салам	6°S	39°	81 80 84	84 85 85	82 83 83	84 85 85	83	5
Кап Џуби	27°	12° W	82 83 85	84 85 87	90 92 91	89 86 84	86	10
Реинион	21°S	56°	93 91 92	91 89 91	91 87 88	88 90 91	90	6
АМЕРИКА								
Јума	40	109°W	28 28 24	21 19 18	28 32 29	27 27 36	27	11
Антикости	50	63°W	94 94 94	91 94 95	92 91 91	92 97 98	94	7
Манаос	3°S	60°W	80 80 81	82 82 80	77 75 73	74 76 80	78	9
Кито	0°S	78°W	79 77 80	81 79 69	61 59 66	74 76 77	73	21
Икике	20°S	70°W	82 82 82	82 83 83	82 82 82	82 82 82	82	1
Јужна Џорџија	54°S	37°W	75 76 75	76 74 73	72 72 72	71 73 74	73	5
Јужна Оркнејска острва	61°S	45°W	86 87 87	89 91 92	91 92 91	90 89 87	89	6
АУСТРАЛИЈА								
Порт Дарвин	12°S	130°	79 80 78	72 62 61	58 62 64	65 67 73	68	22
Алис Спрингс	23°S	137°	30 34 35	40 47 53	43 37 29	26 26 28	36	27
Хобарт	43°S	147°	56 60 61	67 71 76	75 70 64	61 57 55	64	11
АНТАРКТИДА								
Пионјерскаја	70°S	95°	81 — —	— — —	66 64 67	68 — 83	72*	19

* У току 1956/57. године.

Релативна влажност се изражава у процентима а израчунава по обрасцу

$$r = \frac{e}{E} \cdot 100$$

Релативна влажност од 0% означава да је ваздух потпуно сув, док је он засићен воденом паром ако је r=100%. Она је веома значајан биоклиматски елемент, јер заједно са температуром ваздуха и ветром изазива различите физиолошке осећаје човека. Према проценту релативне влажности у биоклиматској пракси сматра се да је ваздух

веома сув ако је $r<55\%$
сув ако је $r=55$ до 74%
умерено влажан када је $r=75$ до 90%
веома влажан ако је $r>90\%$.

Релативна влажност ваздуха у планинама се повећава са висином лети, а смањује зими. Тако је нпр. у Бечу (195 m а.в.) релативна влажност ваздуха зими 87% а лети 64, док је на врху Зоненблик (3.106 m а.в.) она 71% односно 86%.

Релативна влажност ваздуха је највећа зими, а најмања лети (табл. 36); она има, према томе, супротан годишњи ток вредности апсолутне влаге (табл. 37).

Табл. 37 — Годишњи ток релативне влажности (r) и апсолутне влаге (e) ваздуха у Београду

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.	Амплитуда
r	82	77	68	64	66	67	63	64	67	73	79	83	71	20
e	4,0	4,0	5,0	6,7	9,8	11,5	12,5	12,0	10,2	8,2	6,2	4,5	7,9	8,5

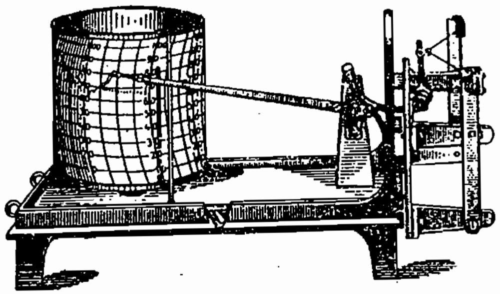
Дефицит засићености (D) — представља разлику између максималне количине водене паре коју ваздух може да прими на одговарајућој температури и оне количине водене паре која се у том тренутку налази у ваздуху. У суштини то је мањак водене паре до потпуног засићења.

Дефицит засићености воденом паром је веома значајан климатски елемент у пољопривреди, хидрологији и здравству. Он се повећава од зимских ка летњим месецима, а потом опада према зимским (таб. 38), те му је годишњи ток сличан годишњем току температуре ваздуха. Дефицит засићености воденом паром се изражава у mm Hg.

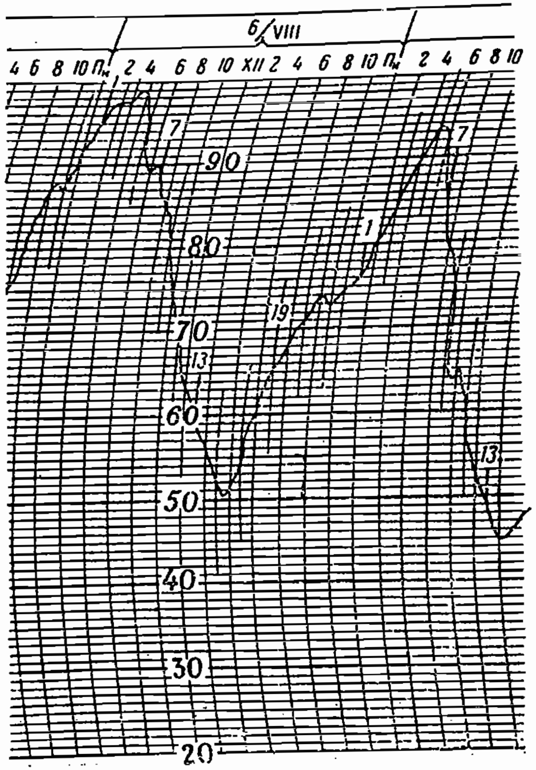
Табл. 38 — Дефицит засићености воденом паром у mm Hg у Београду (период 1921—1940. — по *54*, *34*)

Месеци	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
D	0,54	0,89	2,31	3,85	4,92	6,16	7,87	7,02	4,95	2,64	1,38	0,60

Највећи дефицит воденом паром имају пустиње и степе и уопште области које се налазе далеко у унутрашњости континената, а најмањи приморја и острва, као и приобалски појас земљишта око већих језера.



Сл. 75 — Хигрограф без заштитног поклопца да би се боље видела његова конструкција



Сл. 76 — Изглед седмичне хигрографске траке са уцртаним вертикалним цртицама ради тачнијег очитавања убележеног тока релативне влажности и у непарним часовима

За одређивање апсолутне и релативне влажности употребљавају се **психометри** (сл. 30), о којима је већ било речи (од. 16). Они не показују директно вредности, него се до њих долази прорачунавањем.

За непосредно одређивање релативне влажности служи **Копеов хигрометар**[59] (сл. 30). Он се састоји из једне дуге женске власи (V), затегнуте на металном раму (R) једним крајем помоћу завртња (Z), а другим преко покретне осовине (O) са тегом. За покретну осовину утврђена је казаљка (K), која на скали (S) са 100 подеока показује релативну влажност ваздуха. Влас је очишћена од масти (бензином), због чега при повећању водене паре у ваздуху упија више влаге и истеже се, па се казаљка помера удесно, ка подеоку који је означен бројем 100. Међутим при смањењу водене паре у ваздуху настаје скупљање власи, те се казаљка помера улево, према подеоку који је означен бројем 0.

Хигрограф (сл. 75) је инструмент који ради на принципу промене дужине власи при измени количине водене паре у ваздуху. Он аутоматски бележи промене релативне влажности на хартији (сл. 76) обмотаној на покретном ваљку са сатним механизмом. Уместо једне, он има више власи, које су жичаном крпом заштићене од случајних додира и повреда.

25. РАСПОДЕЛА ВОДЕНЕ ПАРЕ У ПРИЗЕМНИМ СЛОЈЕВИМА ВАЗДУХА

Средња годишња апсолутна влажност ваздуха је у толико већа у колико је виша температура. Она се смањује од полутара према половима — од 18,9 mm до 3 mm Hg (табл. 39). Међутим, релативна влажност нема тако правилан ток, јер она зависи и од удаљености места од мора (сл. 77). У Картуму, око којег је пустиња и степа, њена средња годишња вредност износи 30%, а у Таракану (на Борнеу) 88%.

Табл. 39 — Расподела средње годишње апсолутне влажности ваздуха у g/m³ у појасевима од по 10° географске ширине

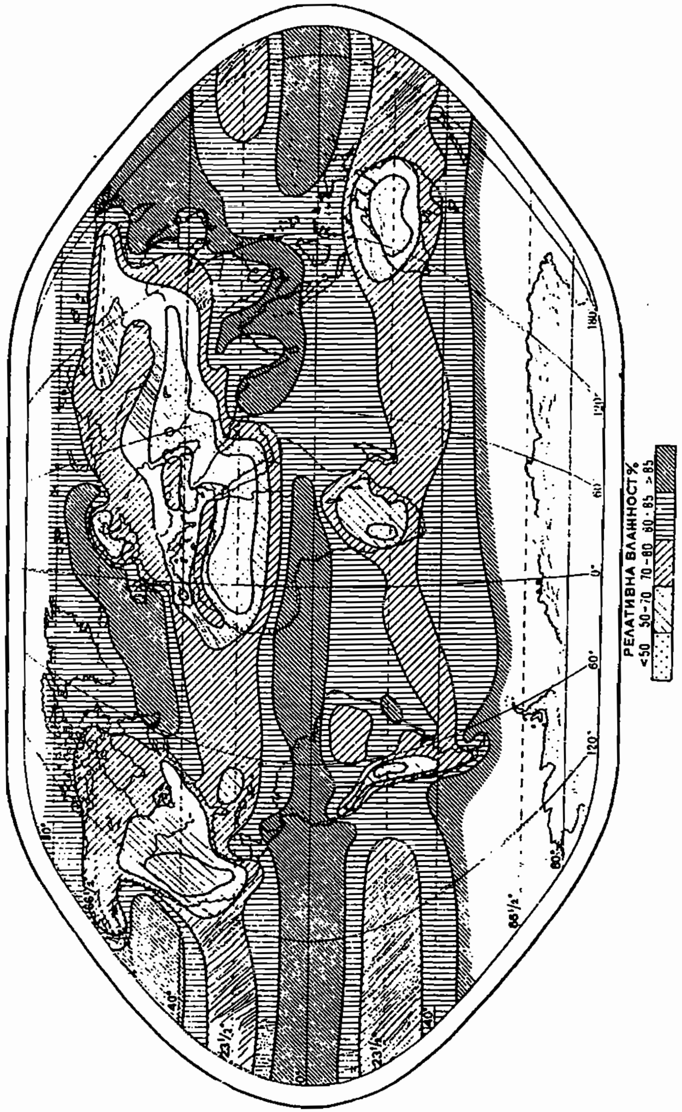
Зоне	0–10	10–20	20–30	30–40	40–50	50–60	60–70
Сев. полулопта	18,9	17,2	13,8	9,7	7,0	4,9	3,1
Јуж. полулопта	18,7	16,4	13,2	9,8	7,0	—	—

Расподелу релативне влажности ваздуха на Земљиној површини најбоље показују *изохумиде* — линије које спајају тачке са једнаком релативном влажношћу. На сл. 77 приказана је расподела релативне влажности у јулу. Највеће вредности имају екваторијалне области на океанима, као и у Амазонији и делу слива Конга, где је релативна влажност ваздуха већа од 85%. У појединим тренуцима у Амазонији влажност достиже вредности веће од 95 и 98%. Неки путници тврде да је при претерано влажном ваздуху долазило до тренутне кондензације после пуцња пушке односно звука који је тренутно затресао ваздух.

На јужној полулопти, где преовлађују водена пространства, средња годишња релативна влажност ваздуха креће се између 79 и 81%,

[59] Од грчког hygrós — влажан и metrein — мерити.

док се на северној хемисфери, са знатним копненим површинама, ова величина креће између 70 — у субтропским и 82% — у субполарним



Сл. 77 — Релативна влажност ваздуха на Земљиној површини у јулу изражена у процентима са шрафираним површинама између изохумида (по Л. Сава-Ковачу)

областима. У целини, јужна полулопта има за 5,3% већу релативну влажност од северне полулопте (*104*, 168).

У табл. 39[a] приказан је ток средњегодишњих вредности апсолутне влаге (е) и релативне влажности ваздуха (r) на Земљи за појасеве од по 10° географске ширине према прорачуну Архениуса (*104*, 169).

Табл. 39[a] — Годишња расподела апсолутне (а) и релативне (r) влажности

φ°	N 70 – 60	– 50	– 40	– 30	– 20	– 10	– 0	– 10	– 20	– 30	– 40	– 50	– 60 S
e gr.	3,1	4,9	7,0	9,7	13,8	17,2	18,9	18,7	16,4	13,2	9,8	7,0	4,5
r%	82	78	74	70	71	76	79	81	79	77	79	81	81

VI. ОБЛАЧНОСТ И ОБЛАЦИ

26. ОБЛАЧНОСТ И ЊЕН ГОДИШЊИ ТОК

Облачност и њено мерење. — Прелаз воде из гасовитог у течно стање настаје кондензацијом водене паре. Том приликом ослобађа се топлота (*кондензациона топлота*), која је била утрошена (*латентна топлота*) при испаравању воде — око 600 g калорија за 1 cm^3 воде. Али, ако водена пара прелази у чврсто стање — лед, ослобађа се више топлотне енергије — 680 g калорија од 1 g водене паре — и та топлота назива се *сублимациона*. Прелазом водене паре у течно или чврсто стање вода у атмосфери постаје видљива — она се претвара у облаке. Сама величина видљивог неба покривеног облацима назива се о б л а ч н о с т.

За мерење облачности не постоји никакав инструмент. Она се процењује слободним оком и то овако: видљиви део неба подели се најпре на 10 једнаких делова, а затим се процењује колико таквих делова покривају облаци. Када је небо сасвим ведро онда је облачност 0 („нула“), ако је облацима покривена само једна половина онда је облачност 5, док облачност 10 значи да је цела видљива површина неба покривена облацима. У случајевима када су облаци растурени по небу, онда их у мислима сакупљају у једну групу и онда процењују колико десетина неба покривају.

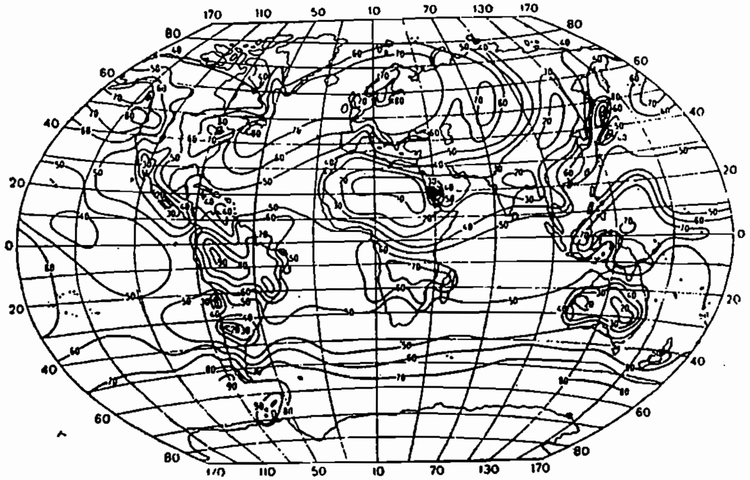
Годишњи ток облачности сличан је са током релативне влажности ваздуха. Тако је у Београду највећа облачност у зимским, а најмања у летњим месецима (табл. 40).

Табл. 40 — Годишњи ток облачности у Београду за период од 60 година (*104*, 215).

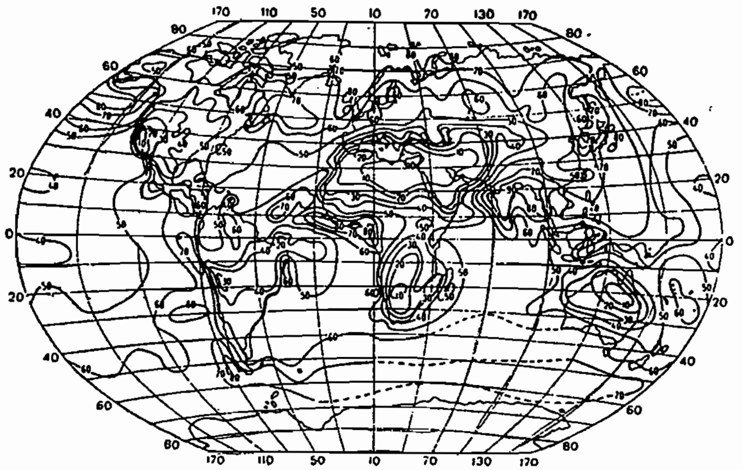
J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.	Кол.
7,3	6,7	6,3	6,1	5,7	5,3	4,2	3,8	4,4	5,4	6,8	7,7	5,8	3,9

Највећу облачност имају полутарске области — чак и у најведријим месецима преко 5,0. У субтропским областима облачност је највећа у најхладнијим месецима, а у монсунским у летњим. У умереном топлотном појасу најмања је облачност у летњим, а највећа у зимским месецима; на планинама умереног појаса због узлазних кретања ваз-

душних маса и кондензације водене паре, која се при томе дешава, највећа облачност је у летњим месецима, нпр. у Алпима. Према половима, у хладном појасу, облачност се повећава нарочито лети.



Сл. 78 — Просечна облачност у јануару (у % видљивог неба покривеног облацима) — средњи положај изонефа (по С. П. Хромову)



Сл. 79 — Просечна облачност у јулу (у % видљивог неба покривеног облацима) — средњи положај изонефа (по С. П. Хромову)

Јаснију представу о распореду облачности на Земљи пружају **изонефе**[1] — линије које спајају на карти места са једнаком облачношћу (сл. 78 и 79).

[1] Од грчког ísos — једнак и néphos — облак.

Просечна облачност на целој Земљи је 54,4% Она је већа изнад океана за 10% него изнад континената и то у најхладнијем месецу за 13,2%, а у најтоплијем за 7,2%. Уопште, најоблачније су субполарне области (између 60 и 70° г. ш.) — 72% на северној и 76% на јужној полулопти. Потом долази полутарска област — изнад копна између

Сл. 80 — Космички снимак Земље — беле површине су системи облака, а тамније без облака; на горњој половини снимка обала северне Африке и већи део Средоземног мора (NASA)

0° и 10° ј.г.ш. са 56%, а изнад мора између 0° и 20° с.ш. са 53%. Најмању просечну годишњу облачност имају суптропске области (приближно 20°—30° г.ш.) — 34% на северној а 38% на јужној полулопти (сл. 80).

Просечна облачност Земљине површине током године дата је у табл. 41. Она је на копну највећа у децембру, а на морима у јулу и октобру. Највећа облачност на Земљиној површини је у јулу, а најмања у марту и априлу.

Табл. 41 — Годишњи ток облачности на Земљиној површини (по Хану) у %

Простор	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Год.	Раз.
Копно	47,4	47,3	46,9	47,7	49,2	49,6	49,4	48,5	47,7	49,0	49,0	50,8	48,5	3,9
Море	58,9	57,6	57,5	57,0	57,9	58,4	59,1	58,4	58,5	59,1	58,3	58,6	58,3	2,1
Земља	54,4	53,6	53,4	53,4	54,5	54,5	55,3	54,5	54,3	55,2	54,3	55,1	54,4	1,9

27. КОНДЕНЗАЦИОНА ЈЕЗГРА

За кондензацију водене паре, односно за образовање водених капљица, потребне су, поред велике релативне влажности ваздуха — блиске садржају од скоро 100% —, још и хигроскопне чврсте и течне честице, које лебде у атмосфери. На њима почиње кондензација водене паре и одвија процес образовања водених капљица магле и облака. Оне се називају *кондензациона језгра*.

Ако у атмосфери лебде *гигантска кондензациона језгра* (крупнија од 1 mk), а то су, по правилу, капљице са сољу (од морске воде), онда до кондензације водене паре може доћи и пре него што ваздух постане потпуно засићен воденом паром — тј. достигне износ од 100%. Ово се може догодити и код довољног броја тзв. *крупних кондензационих језгара* (величине од 2.10^{-5} до 10^{-4} cm), која се претежно образују сагарањем чврстих и течних горива и при шумским пожарима. То су течне честице образоване кондензацијом гасова у атмосфери: сумпорне киселине (H_2SO_4), сулфата амонијака [$(NH_4)_2SO_4$], азотне киселине (HNO_2) и др. У приморјима је значајна улога гигантских кондензационих језгара, односно језгара од морске соли (хлорида), а са удаљавањем у унутрашњост копна повећава се улога течних језгара од хигроскопних киселина, тј. крупних кондензационих језгара.

Поред поменутих постоје и *нехигроскопна кондензациона језгра;* у таква се убрајају чврсте нерастворљиве честице са тла, чија се површина може овлажити. Образовање водених капљица на таквим језгрима је утолико лакше, уколико су она крупнија. Удео нехигроскопних кондензационих језгара у кондензацији водене паре није велики.

Број кондензационих језгара у ваздуху је променљив. Он се утврђује помоћу специјалних апарата, који се називају *бројачи кондензационих језгара*. Постоји више типова оваквих бројача: фотоелектрични Нолан-Полака, са аутоматским регистровањем језгара Верцаров и други.

Број кондензационих језгара је већи изнад градова и индустријских области него изнад села и поља; тако нпр. у 1 cm³ ваздуха у великим градовима има просечно 147.000 честица, а у мањим градовима 34.300, у пољима и поред морских обала по 9.500, на планинама високим 2.000 m 950 и на океанима 940 (38, 23).

Најповољнији услови за кондензацију водене паре су у ваздуху изнад великих градова, у којем лебди велики број кондензационих језгара. Стога велика насеља примају више падавина него околна поља, где би оне биле привредно корисније.

Пречник најситнијих облачних капљица креће се између 8 и 60 микрона, а најчешће између 10 и 14 микрона. Оне су веће у гушћим облацима. Крупније капи настају спајањем више ситнијих капљица у једну. Тај процес се назива *коагулација*.[60]

Ситне водене капљице у облацима остају у течном стању и на температурама нижим од 0°C. Запажени су такви облаци са температуром до —40°C.

28. МАГЛА

Под маглом се подразумева *замућеност приземног слоја ваздуха*, при којој је даљина видљивости смањена до 1 km, а проузрокована је кондензацијом водене паре и присуством сићушних водених капљица које лебде у ваздуху. Ако је видљивост већа од 1 km, али ипак не таква каква је при потпуном чистом ваздуху, онда се оваква појава назива *сумаглицом*. У њој су водене капљице ређе и ситније него у магли, па је стога и видљивост већа.

Магла је у суштини приземни облак, који се при температурама вишим од 0°C може одржати само при врло великој релативној влажности ваздуха. Ако је температура нижа од 0°C, капљице магле могу бити прехлађене и при температурама од —40°C прелазе у ледене кристалиће. Магла се обележава у метеорологији знаком ≡ .[61]

По начину образовања магле се деле у две групе: I. магле ваздушних маса и II. магле на додиру двеју ваздушних маса — фронталне магле.

Неки метеоролози деле магле на четири групе: 1. магле ваздушних маса, 2. фронталне магле, 3. магле настале хлађењем ваздуха и 4. магле настале испаравањем водене паре у хладнији ваздух.

Магле ваздушних маса састоје се од три типа магли: 1. магле образоване хлађењем, 2. магле образоване испаравањем и 3. магле планинских падина.

1. Магле образоване хлађењем ваздуха обухватају два типа магли — адвективне и радијационе.

Адвективне магле се образују при хоризонталном премештању топлијег ваздуха преко хладније подлоге, нпр. ваздуха који из нижих долази у више географске ширине, затим, ваздуха који зими долази са топлог мора на хладно копно, а лети обратно — са топлог копна на хладно море, као и са топлих на хладне површине мора. У адвективне магле убрајају се: магла тропског ваздуха, монсунска магла, морска и приморска магла.

Магла тропског ваздуха настаје при струјању топлог тропског ваздуха према вишим ширинама, изнад хладније подлоге; изнад мора се јавља током целе године, а над копном само зими. Магле тропског ваздуха обухватају врло

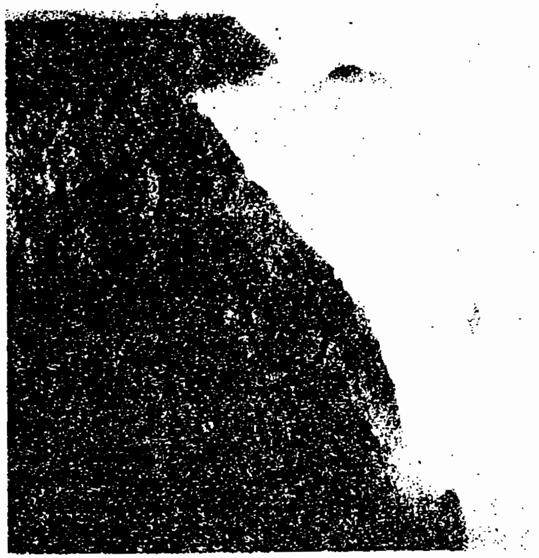
---

[60] Од латин. con — са и aggero — повећати.

[61] Поред горњег постоји још неколико знакова за маглу. *Густа магла* (видљивост испод 200 m) означава се са ≡. *Магла средње густине* (видљивост од 200 до 1.000 m) обележава се са ≡¹. *Сумаглица* (видљивост већа од 1.000 m а мања од 2.000 m) означава се са ≡⁰. *Приземна магла* (небо се јасно види али је тле покривено маглом) обележава се знаком ≡.

велике површине. *Монсунска магла* се појављује у топлом делу године, када топлији ваздух са копна надире преко хладније површине мора. *Морска магла* настаје при кретању топлијег ваздуха изнад хладније површине мора, на сутоку топлих и хладних морских струја; такав је случај око Њуфаундленда, где се у широком појасу мешају воде топле Голфске и хладне Лабрадорске струје. *Приморска магла* се појављује зими, када топао маритимни ваздух продре на хладно копно; може да продре дубоко у унутрашњост континената и достигне велики развој по вертикали, нарочито ако је још потпомогнута ноћним радијационим хлађењем подлоге.

Радијационе магле настају када се приземни слој ваздуха охлади у додиру са прехлађеном подлогом, која губи топлоту израчивањем (ноћу или зими). Радијационе магле се образују у време тишина, али је ипак неопходан ветрић, који омогућује да се магла развије и у висину; при потпуној тишини место магле појавиће се роса, али, ако се појави јачи ветар, он убрзо разбије маглу. У радијационе магле се убрајају приземне и високе магле.



Сл. 81 — Северни рт, најсевернија тачка Европе, завршава се вертикалним одсеком, који се види само делимично изнад магле образоване испаравањем

Приземне магле се образују у слоју приземне инверзије температура ваздуха, као последица ноћног израчивања топлоте из подлоге; оне нестају после изласка Сунца заједно са ишчезавањем инверзије. Приземне магле достижу висину од неколико десетина метара и имају локално обележје. Најчешће се појављују у низинама, у близини мочвара и на шумским пропланцима. *Високе магле* се образују зими, у стабилном антициклону, како над копном тако и изнад мора, као последица дужег израчивања топлоте из подлоге. Због турбулентног преноса водене паре у висине, најпре се образује слојевити облак на

висини од неколико стотина метара, испод инверзије температура образоване спуштањем ваздушних маса са већих висина (при чему се он динамички загрева, те је на извесној висини топлији од приземног ваздуха). Због постојања овакве инверзије облак се шири одозго наниже по Земљиној површини и трансформише у радијациону високу маглу. Она може достићи дебљину до 600 m и задржати се недељама изнад великих површина.

2. Магле образоване испаравањем воде са подлоге (или с капљица падавина) најчешће су ујесен и зими у хладном ваздуху изнад топлије површине воде. На копну се образују ноћу изнад река и језера — „пуши се" површина воде — јер к њој притиче ваздух охлађен на околном тлу. Оваква магла може да се појави и увече, после кише, када тле јако испарава, а ваздух почиње да се хлади.

У арктичким морима су врло честе магле образоване испаравањем (сл. 81). Када хладан и релативно суви ваздух са великих ледених поља и санти дође на морску воду, топлију најмање 9° од њега, настаје интензивно испаравање воде; водена пара се одмах кондензује, образујући густ слој магле дебљине до тридесетак метара. Оваква магла је честа зими на Северном, Балтичком и Црном мору и на Каспијском и Аралском језеру.

Магле образоване испаравањем обично не трају дуго, јер се загревају одоздо топлотом коју израчује вода.

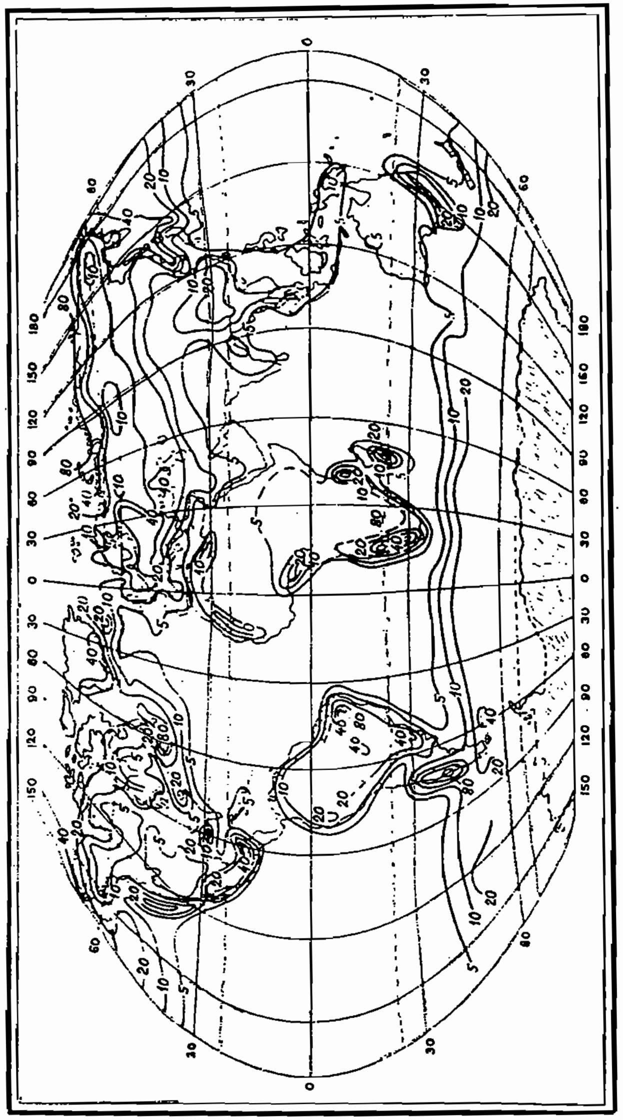
3. Магле планинских падина се образују адијабатским хлађењем ваздуха при његовом издизању уз падине; при том се ваздух хлади за 1°C на сваких 100 m успона, те се на одређеној висини водена пара кондензује, образујући, у суштини, облак који се издиже уз планинске стране.

Фронталне магле се јављају на раздвојној површини двеју различитих ваздушних маса. Њихова појава је условљена, сем адвекције, још и тиме што је ваздух засићен фронталним падавинама, као и његовим адијабатским хлађењем при предфронталном паду притиска. Ове магле се јављају у уским појасевима, а деле се на предфронталне и постфронталне.

Предфронталне магле се образују при интензивном испаравању како са тла тако и са кишних капљица; приземни слој ваздуха је засићен воденом паром и у њему се образује магла. Таква магла, предфронтална, креће се у непрекинутом појасу испред фронта, заједно са падавинама. *Постфронтална магла* се формира од интензивног испаравања са тла и биљног света, после пролаза ваздушног фронта. Ветар подиже фронталне магле и оне се трансформишу у слојевите облаке, стратусе.

Сува магла или чађавина — обележава се знаком ∞ — представља посебну врсту магле. Она постаје од тврдих честица дима, којима се испуни ваздух када се догоде већи шумски пожари. Због тога таква магла садржи чађи. Најтипичнији пример чађавине забележен је улето 1915. године, када је у Сибиру изгорела шума на површини од преко 1,500.000 km². Димна копрена покривала је тајгу скоро цело лето и местимице била толико густа, да је због ње обустављен речни саобраћај, док су на железницама светлосни сигнали били упаљени и преко дана (29, 51).

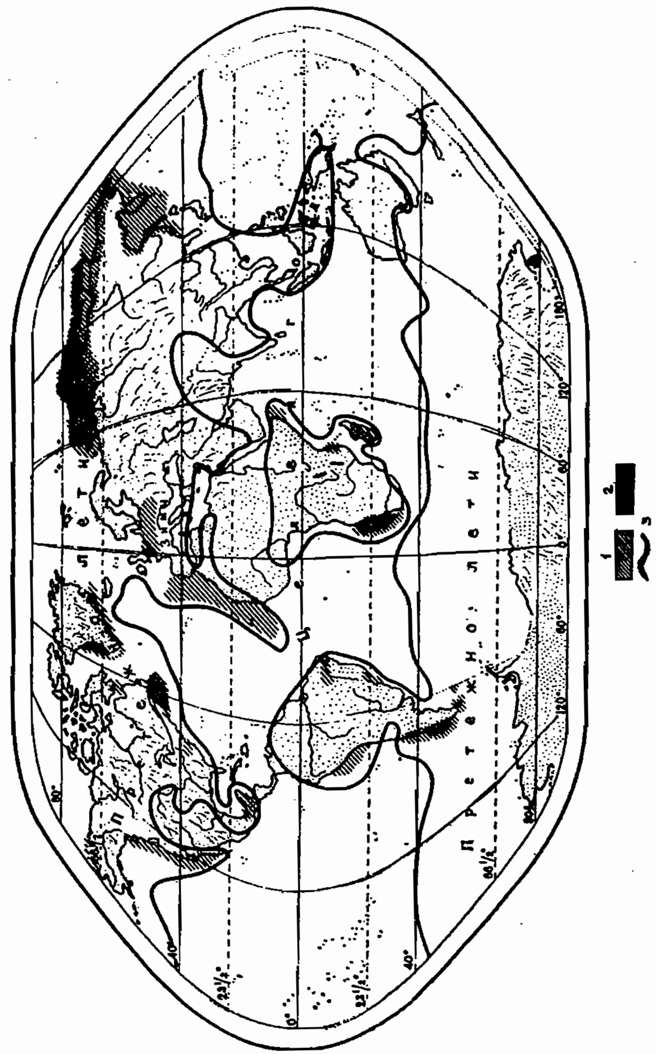
У јесен 1950. год. у канадској провинцији Алберти избило је неколико пожара, који су обухватили мочварне крајеве. Због тога су они дали огромну количину дима, који се проширио на источне провинције Канаде, источне државе САД, Велику Британију, па чак и на континенталну Европу... Људи изнад којих су летели облаци дима били су на граници панике. У почетку пожара небо је



Сл. 82 — Просечни годишњи број дана са маглом на Земљиној површини (по С. П. Хромову)

било као у сумраку, а касније је наступила тама. Зато су поподневна спортска такмичења у Кливленду и Детроиту одржана уз употребу рефлектора (57, 101).

Градска магла или *смог*[62] јавља се у великим градовима и индустријским областима. Поставе када се влажни ваздух помеша са честицама дима и отпадним гасовима. Називају их још *прљаво-сиве* или



Сл. 83 — Периоди најчешћег појављивања магле на Земљиној површини; 1 — мање од 40 дана, 2 — преко 80 дана годишње, 3—5-одневне изоаритме (по Ј. Блитгену)

[62] По енглеским речима smoke — пушити се; дим и fog — магла.

жућкасте магле. Ове магле угрожавају здравље становника Њујорка, Хамбурга и других великих градова (глава X, Клима градова, стр. 341).

Географско распрострањење магли приказано је на сл. 82. Пошто магле најчешће настају изнад релативно хладних површина, то је и највећи број дана са маглом у години у Арктику — преко 80. Оне су с једне стране последица продора топлих ваздушних маса на ледену подлогу и, с друге — премештања хладног ваздуха с ледених површина или прехлађених континената над топлију воду.

У умереним ширинама северне полулопте највише магли има подручје Њуфаундленда — преко 80 дана годишње, што је последица кретања ваздуха изнад топлијих вода Голфске струје ка хладнијим водама Лабрадорске струје. Приближно исти број дана са маглама имају и приобалске пустиње Јужне Африке и Јужне Америке, где топли ваздух наилази на хладне воде Бенгуелске односно Хумболтове струје. Упола мањи број дана са маглом, око 40 годишње, има приморски појас Калифорније, потом Средња Европа и средишни део Мадагаскара. И магла у овим областима може се објаснити термичким особеностима подлоге, над којом се крећу преовлађујуће ваздушне масе.

Међу океанима најмање магле има Индијски океан. Мало магле је и у субтропским пустињама, где је садржај водене паре мали, а температура ваздуха висока. Али, мало је магле и у Сибиру и Канади: лети је ваздух далеко од засићености влагом, а зими је ње толико мало, да су услови за образовање магле прилично ретки (сл. 83).

У великим насељима честе су магле зими, када је повећана њихова интензивност и учестаност. Условно се сматра да је неко место „богато маглом" ако се ове појављују више од 50 дана годишње; ако је овај број мањи од 25 дана годишње, онда је такво место „сиромашно маглом". Највише магле имају поједини планински врхови — преко 200 дана годишње (Бен Невис у Шкотској 335 дана годишње). Београд има у просеку годишње 32 дана са маглом.

29. ОБЛАЦИ И ЊИХОВИ ГЛАВНИ ТИПОВИ

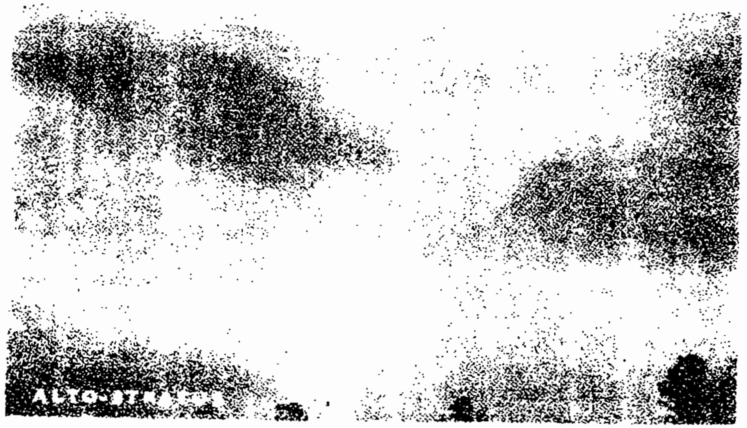
Облаци су слични магли. Разлика је само у томе што је водена пара облака кондензована у слободној атмосфери, а магле у њеном приземном слоју. Поред ове, битне одлике, постоји и разлика у величини капљица; по Б е р ж е р о н у оне могу достићи пречник и до 5 mm. Према томе, *облак је део слободне атмосфере испуњене воденим капима и кристалићима леда; он је веома променљивих облика и непрекидно се креће.*

Због великог климатског значаја — носиоци падавина — облаци су постали предмет посебних проучавања како метеоролога тако и климатолога. Највише успеха у томе постигао је почетком XIX века енглески метеоролог (и хемичар) L. H a u e r d. Он је први издвојио главне типове облака и дао им латинске називе.

Према облику или изгледу облаци се сврставају у три основне групе; то су:

1. г о м и л а с т и (латински *cumulus* — гомила, хрпа — сл. 84);
2. с л о ј е в и т и (латински *stratus* — слој, пласа — сл. 85) и

Сл. 84 — Кумулуси над падинама огранака Ловћена — изнад Милочера на Јадрану

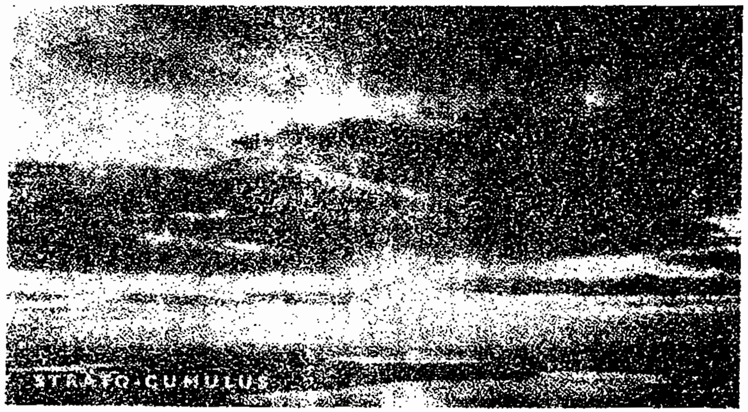


Сл. 85 — Кроз алтостратус се провиди пун Месец или Сунце — на слици положај Сунца одговара најсветлијој сенци

3. п е р ј а с т о - п р а м е н а с т и (латински *cirrus* — прамен — сл. 86). Сем њих постоје још три прелазна облика:

1. с л о ј е в и т о - г о м и л а с т и (*stratocumulus* — сл. 87);
2. п е р ј а с т о - с л о ј е в и т и (*cirrostratus* — сл. 88) и
3. п е р ј а с т о - г о м и л а с т и (*cirrocumulus* — сл. 89).

Сл. 86 — Типични цируси изнад инланајса на Гренланду



Сл. 87 — Развијени стратокумулус изнад јужне Финске

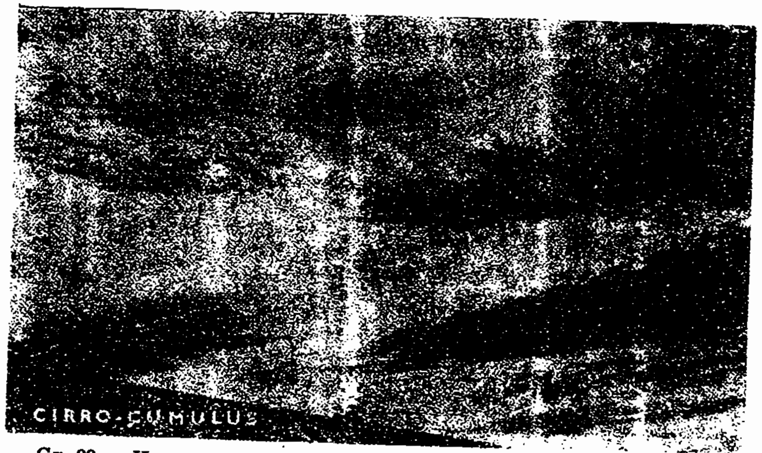
По висини на којој се крећу облаци се такође деле у три групе:

1. в и с о к и о б л а ц и — на висини од преко 6.000 m —који се састоје од ледених кристала;

2. с р е д њ и о б л а ц и — на висини између 2.500 и 6.000 m; састоје се из водених капљица или ледених зрнаца, а понекад и једних и других;

3. н и с к и о б л а ц и — са доњом границом, базом, испод 2.500 m; састоје се претежно од водених капљица.

Сл. 88 — Циростратус са појавом халоа

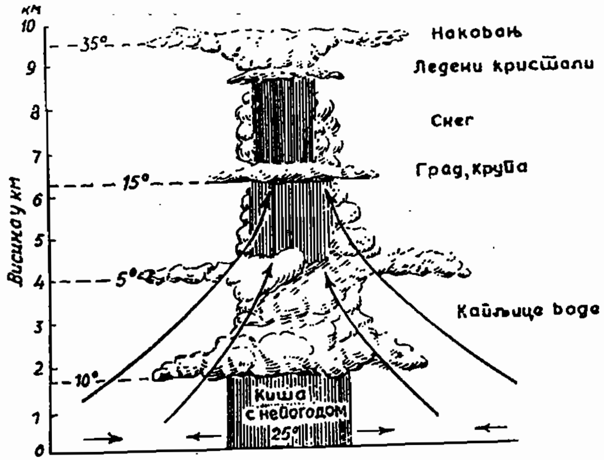


Сл. 89 — Цирокумулус — лепо развијени перјасто-гомиласти облак

Треба истаћи да има и таквих облака чија је база на висини ниских, а врхови су на висини високих облака. Такви су к и ш н о - с л о ј е в и т и и г о м и л а с т о - к и ш н и или о л у ј н и о б л а ц и (сл. 90, 94). У свом доњем делу они се састоје од кишних капи, у средини од ледених зрнаца, у вишим деловима од снега, док су им врхови од ледених кристала.

Одступајући донекле од Међународне класификације облака М. Милосављевић (93, 136) предлаже подеснију поделу облака (таб. 42).

По начину постанка облаци се деле на две групе; прву сачињавају стабилни облаци — створени при лепом времену, без узлазних ваздушних струјања (у тзв. стабилној атмосфери), а другу групу нестабилни облаци — образовани јаким узлазним струјањем често врло влажног ваздуха (у тзв. нестабилној атмосфери).



Сл. 90 — Шематски приказ структуре гомиласто-кишног (олујног) облака или кумулонимбуса

Сл. 91 — Гомиласти облаци лепог времена (Cu humilis) изнад источног дела Каштеланског залива и превоја код Клиса

У групи стабилних облака спадају слојевити и таласасти облаци — стратуси, стратокумулуси, алтокумулуси и цирокумулуси. Они се образују хлађењем ваздуха (радијацијом) и при додиру ваздушних маса различитих температура. Присуство ових облака указује да у атмосфери нема узлазних ваздушних струјања.

Табл. 42 — Класификација облака по предлогу М. Милосављевића (93, 136)

	Изглед облака	Интернационални назив	Интернацион. скраћеница	Висина у m
Високи	Перјасто-праменасти Перјасто-слојевити Перјасто-гомиласти	Cirrus Cirrostratus Cirrocumulus	Ci Cs Cc	8000 — 9000 8000 — 9000 6000 — 7000
Средњи	Високо-слојевити Високо-гомиласти	Altostratus Altocumulus	As Ac	3000 — 5000 3000 — 4000
Ниски	Слојевито гомиласти Гомиласти Слојевити	Stratocumulus Cumulus Stratus	Sc Cu база врх St	1500 — 2000 1000—2000 4000—5000 100 — 800
Кишни	Кишно-слојевити Гомиласто-кишни (олујни)	Nimbostratus Cumulonimbus	Ns база врх Cb база врх	100 3000 500 9000

У групу нестабилних облака спадају гомиласти облаци — кумулуси и кумулонимбуси. Они се образују при узлазном кретању влажног ваздуха. Нарочито су снажна узлазна вртложна струјања у олујним облацима (до 20 m/s), који се познају по свом типичном изгледу; на врху, изнад кумулонимбуса, лежи бели облачни слој у виду наковња (сл. 91).

При стабилној атмосфери на већој висини а при загрејаној површини узлазна кретања ваздуха нису јака, због чега се стварају само мањи бели гомиласти облаци, тзв. кумулуси лепога времена (сл. 92). Међутим, ове облаке треба разликовати од алтокумулуса, који по изгледу подсећају на парчиће вате разбацане по небу. Ти облаци се стварају у нестабилној атмосфери и предзнак су лошег времена. Најзад, нестабилни облаци могу се образовати и при продору хладног ваздуха у крајеве са топлим ваздухом, као и при кретању топлог изнад хладног ваздуха (сл. 91 и 92).

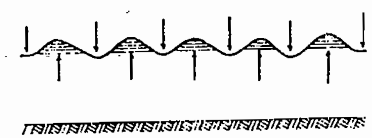
30. КРАТАК ОПИС ГЛАВНИХ ТИПОВА ОБЛАКА

I Високи облаци

1. *Cirus (Ci)* има нежну влакнасту структуру и белу боју са свиластим сјајем, без сенке на земљи. Цируси су различитих облика: усамљени праменови, перјаста влакна, свиласта влакна са прамичцима и др.

2. *Cirostratus (Cs)* се стастоји од танког беличастог вела ледених кристалића, кроз које се преламају светлосни зраци Сунца и Месеца стварајући на небу светао круг око њих — х а л о.

3. *Cirocumulus (Cc)* се састоји из посебних неосенчаних грудвица, које подсећају на стадо оваца (те народ такве облаке и назива „овчице"). Овај тип облака указује на постојање ваздушних таласа у тим висинама (сл. 92).



Сл. 92 — Шема образовања валовитих облака испод слоја инверзије (по С. П. Хромову)

II Средњи облаци

4. *Altostratus (As)* је влакнасти или избраздан вео сиве или плавичасте боје, кроз који се Месец и Сунце једва назиру.

5. *Altocumulus (Ac)* се састоји из малих седефастих грудвица нанизаних у редове, које су често осенчене (сл. 93). Они указују на таласасто струјање ваздуха у тим висинама.

Сл. 93 — Гомиласти облаци или алтокумулуси изнад Дунава у близини Кладова

III Ниски облаци

6. *Stratocumulus (Sc)* има облик огромних грудава сиве боје, али због велике распрострањености оставља утисак слоја знатне дебљине.

7. *Cumulus (Cu)* има на горњој површини облик кубета, које се састоји из многих грудава, док му је база скоро хоризонтална. Ако је осветљен са стране има белу боју, јаче сенке и сиву базу, али, када заклања Сунце, постаје таман док су му ивице светле. Постаје најчешће изјутра и повећава се преко дана, а увече нестаје. Ретко даје слабе падавине.

8. *Stratus (St)* је уједначени облачни слој, сличан магли, који лебди на одређеној висини и најчешће покрива цело небо. Излучује измаглицу или сипећу кишицу. Образује се због радијације и у додирном слоју топлих и хладних ваздушних маса.

IV Облаци вертикалног развитка

9. *Nimbostratus (Ns)* је тамно-сиви слојевити кишни облак, чија дебљина у неким случајевима достиже до 5000 m. Излучује трајнију кишу или снег. У неким случајевима падавине не достижу до земље, јер испаре у топлом и сувом ваздуху, али се ипак запажају испод облака у виду тзв. падавинских пруга или вирга.

Сл. 94 — Горња површина развијеног кумулонимбуса (Cb) снимљена из авиона — виде се облаци слични огромним кулама и један у облику наковња

10. *Cumulonimbus (Cb)* се састоји из великих облачних маса, јако развијених у вертикалном правцу, које по изгледу подсећају на дивовске куле; њихов горњи део прелази у влакнасту структуру и понекад има облик наковња (сл. 94), а састоји се из ледених кристала. Образују се лети, при лабилном стању атмосфере, а често су праћени непогодом, јер, сем јаке кише, излучују и град.

VII. ПАДАВИНЕ

31. ОБЛИЦИ ПАДАВИНА

Падавине сачињавају сви облици кондензоване водене паре у течном или чврстом стању који доспевају на земљу из ваздуха. Киша, снег, крупа, суградица, град и љутина су облици падавина који доспевају на тле из висине, те се зато називају заједничким именом *високе падавине*. Али, у падавине се убрајају и они облици који настају кондензацијом водене паре на самој земљиној површини или по предметима који леже на њој. То су: роса, слана, иње и поледица. Ову групу облика падавина, која се образује на самој земљиној површини, називају заједничким именом *ниске падавине*.

Сви облици падавина називају се стручно *хидрометеори*[63].

Најважнији су облици високих падавина, нарочито киша и снег.

К и ш а (●) се излучује из облака дебљих од 700 m. Она се састоји од *водених капљица са пречником* већим од 0,5 mm, које падају кроз непокретан приземни ваздух брзином од 3 m/s. Ако су капи ситније, многобројније и спорије падају на тле, онда се такав вид падавина назива и з м а г л и ц а (❟) или с и п е ћ а к и ш а.

Сл. 95 — Локална киша са виргама на Цугер језеру (Zuger See) у Алпима

Најкрупније кишне капи имају пречник до 7 mm. Веће се распрскавају у паду. Често се дешава, нарочито у кумулусима велике моћности да водене капи због јаких узлазних струјања ваздуха не могу да падну на земљу. Ако је при томе ваздух и сув, оне испаре пре него што стигну до тла. У таквим случајевима виде се испод облака висеће завесе или „падавинске пруге" (сл. 95) односно *вирге*[64]. Тек када се ваздух потпуно засити воденом паром, капи доспевају на земљу, те настаје киша.

[63] Од грчког hydor — вода и metéoros — у ваздуху.

П љ у с к о в и т е к и ш е (▽̇) излучују се лети из кумулонимбуса при олујном времену. Тада за кратко време падне велика количина кише — „провала облака"[65]. Од бујица, које се у таквим приликама образују на оголићеном брдовитом земљишту, настају велике и разноврсне штете.

С н е г (✱) постаје сублимацијом водене паре, тј. њеним директним прелазом у чврсто стање. То је могуће само под условом: 1) да је температура нижа од 0° C; 2) да је ваздух засићен воденом паром и 3) да је процес сублимације постепен. У таквим приликама формирају се правилни кристални облици из којих се састоји снег.

Снег се излучује у виду снежних пахуљица. Оне постају спајањем ледених кристала. Просечан им је пречник 2,5 mm, мада су забележени случајеви када су пахуљице имале пречник до 12 cm. Њихова величина зависи од температуре — оне су мање на нижим температурама.

Снег пада при температурама ваздуха између —40 и +10° C. У умереним ширинама јавља се најчешће при температурама од —2 до +2° C. При веома ниским температурама и стабилном времену снег се излучује у виду ледених иглица и плочица. Тада се назива љ у т и н а (↔). При вишим температурама ваздуха она се помеша са кишом и назива се с у с н е ж и ц а (✱̣).

Густина снега је 10 до 12,5 пута мања од густине воде. Свеж снег је растреситији, има више ваздуха и мању густину; слој од 1 cm таквог снега даје слој воде од 0,08 cm. Старији снег се слеже, те је гушћи, има мање ваздуха и његов слој од 1 cm висине даје слој воде од 0,1 cm.

Од осталих облика падавина посебно треба истаћи г р а д (▲) — ледена зрна са пречником од 5—50 mm (па и више), која падају из олујних кумулонимбуса и увек при температурама ваздуха изнад 0° C. Сама зрна града постају на овај начин: на врху кумулонимбуса, у оном његовом делу који личи на наковањ (сл. 94), водена пара се претвара у ледене кристале, који се ниже, при додиру са прехлађеним воденим капљицама, повећавају и прелазе у нов облик — к р у п у — трошна, округла ледена зрна. Око њих се хвата вода у танким слојевима и замрзава. Тај процес траје дуже због веома јаког турбулентног кретања ваздуха у кумулонимбусу, па се ледена зрна толико повећају, да савладају узлазно кретање ваздуха и падају на тле под именом град.

Град причињава велике штете пољопривреди, нарочито када су му зрна велика. При јаком невремену она достижу величину голубијег па чак и кокошијег јајета. Ређе се јављају крупнија зрна. Највеће зрно града са пречником од 21,5 cm и тежином од 4,5 kg пало је у Кини 1902. године.

[64] Латински virga — прут.

[65] У правом смислу провалом облака назива се само таква киша при којој је укупна количина падавина веома велика: у средњој Европи најмање 56 mm на час, а 69 mm за 2 часа (по Х е л м а н у).

Град траје најчешће до 10 минута (ретко до 30 минута) и увек на дугачкој а уско ограниченој површини, па се због тога у народу често каже „прошао град" (кроз сеоски хатар). У средњој Европи он се јавља најчешће у топлим месецима (од маја до августа у 82% случајева), а у току дана у најтоплијим часовима (од 12 до 20 часова у 78% случајева).

Роса (⌂) је најважнији облик ниских падавина, нарочито у сувим крајевима — у пустињама и степама. Она је јача лети него зими. Важна је за биљни свет, јер му даје један део воде потребне за живот. Та количина воде у неким крајевима већа је од свих осталих облика падавина.

32. МЕРЕЊЕ ПАДАВИНА

Мерење падавина обавља се помоћу кишомера, плувиографа и тотализатора.

Кишомер (сл. 96) се састоји од плеханог цилиндричног суда, који је на горњем крају отворен, да би у њега падавине слободно доспевале; пречник отвора је 160 mm. Око отвора (O) је месингани прстен (P) са врло оштром ивицом, која тако пресеца капи, да се у унутрашњост суда сливају само оне капљице које падну на површину од 200 cm² — толико износи површина отвора суда. У његовој унутрашњости је левак (L), кроз који се падавине сливају у кантицу (R) на дну цилиндра.

Кишомер се поставља на дрвени стуб, тако да му отвор буде 1,25—1,50 m изнад земље. У том случају у отвор не могу доспети прскањем делови капљица које падају на саму земљу, те кишомер даје тачне вредности.

Мерење падавина врши се у 7 часова а на синоптичким станицама и у 19 часова по локалном времену. Садржина воде у кантици изручује се у стаклену мензуру (чашу) на чијој је страни уцртана скала од 0 до 10. Те бројке представљају величину падавина у милиметрима, која се излучи на хоризонталну површину.[66]

Када у кишомер напада снег, онда се он скида са стуба и уноси у топлу просторију у којој се снег отопи. Тако настала *снежница* (вода отопљеног снега) мери се у мензури као и кишница.

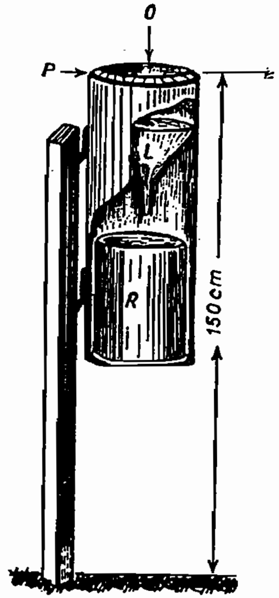
Плувиограф (сл. 97) аутоматски бележи количину за сво време док траје киша. Овај апарат има отвор (1) исте величине као и кишомер. Падавине доспевају у узани цилиндрични суд (2) кроз металну цев (3); у суду је пловак (4), који је преко вертикалне осовине у вези са казаљком (5). На врху казаљке је перо испуњено хемијским мастилом. Оно належе на милиметарску хартију. Ова је обмотана око ваљка са часовним механизмом, који га окреће око вертикалне осе једном у 24 часа. Механизам се навија сваког понедељка у 7 часова.

Ако нема падавина перо повлачи хоризонталну линију по нултој подели милиметарске хартије. Али, чим киша почне, вода се из отвора слива кроз цев у суд са пловком. Овај заплива по води и уколико је веће притицање воде он се све више издиже у суду. Пловак подиже и осовиницу за коју је утврђена казаљка са пером, а оно убележава висину падавина.

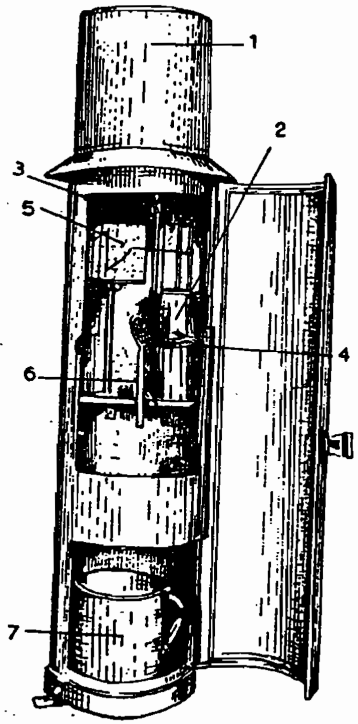
Када је киша јака и пловак доспе до врха суда, у којем се тада налази 200 cm³ воде, настаје нагло пражњење суда кроз коленасту цев (6); вода се излива у резервоар (7). Истовремено се спусти и пловак, а са њим и осовиница са пером, које на милиметарској хартији убележи тада само вертикалну линију. Ова се завршава на нултој подели милиметарске хартије. После тога плувиограф опет региструје падавине.

[66] Дешава се да се мензура разбије те се висина падавина не може директно добити. У таквим случајевима треба утврдити запремину воде у cm³ или њену тежину у грамима, па тај број поделити са 20. Резултат ће показивати висину падавина у милиметрима.

Хартија на ваљку — плувиографска трака — мења се у 7 часова по локалном времену и само ако је у току претходних 24 часа било падавина. Ако је било више пражњења суда, што показују вертикално убележене линије на траци и количина воде у резервоару, онда се та пражњења сабирају, рачунајући за свако по 10 mm падавина.



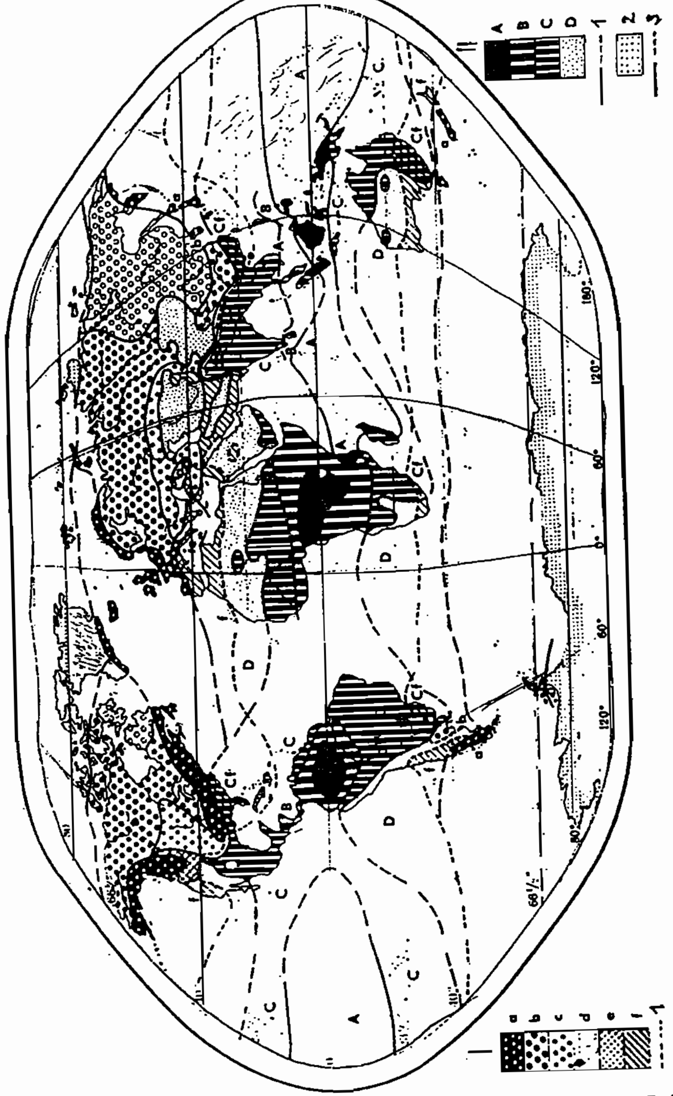
Сл. 96 — Кишомер (објашњења у тексту)



Сл. 97 — Плувиограф (објашњења у тексту)

Тотализатор служи за мерење падавина у тешко приступачним крајевима (нпр. на високим планинским врховима). Тотализатор има отвор као и кишомер, али му суд прима до 200 литара воде. Снег који падне у отвор тотализатора отапа се помоћу калцијум хлорида, који истовремено спречава и замрзавање воде. У резервоар се сипа и литар петролеума или вазелинског уља, који су лакши од воде, пливају изнад ње и спречавају њено испаравање.

Месечне и годишње висине падавина. — За многе гране привреде неопходно је познавање количине падавинских вода. То је нарочито потребно пољопривреди и водопривреди. Да би се имали такви подаци постављају се у многим местима кишомери, односно оснивају се *кишомерне станице;* оне се називају по насељима у којима се налазе — нпр. кишомерна станица Лазаревац (тј. станица која је у Лазаревцу). Истој намени служе и тотализатори и плувиографи, којима располажу само метеоролошке станице I реда.



Сл. 98 — Сезонска расподела падавина за Земљиној површини (по Ј. Блитгену):
I *Вантропске циклонске падавине:* a — целе године, јесењи и зимски максимум;
b — целе године, летњи максимум; c — периодичне, претежно пролећне; d — исто,
летње; e — исто, током јесени и зиме; f — периодичне, зими; 1 — екваторијална
граница вантропских циклонских падавина.
II *Тропске зениталне или конвективне кише:* A — целе године са незнатним ко-
лебањем; B — два кишна периода после дана солстицијума; C — један период
киша пре или после солстицијума; D — недовољно падавина (200 mm); 1 — полар-
на граница тропских зениталних киша; 2 — недовољно падавина, типично за
поларне области; 3 — граница аерала плувиометријских режима

Све метеоролошке и кишомерне станице у којима се мере падавине чине *мрежу кишомерних станица.* Количина падавина која се излучује на одређену територију (државну, републичку, неки слив итд.) биће утолико тачније одређена, уколико је већи број кишомерних станица, односно уколико је већа густина њихове мреже. На садашњој територији Југославије број кишомерних станица стално се повећава: 1880. године било их је свега 25 (по П. Вујевићу), а сада их има преко 1300. У погледу њихове густине најбоље је стање у западној Словенији и најслабије у источној Босни.

Мерењем падавина утврђује се њихова дневна, месечна и годишња висина.

Дневна висина падавина представља ону количину падавина која се излучи у току 24 часа — од 7 часова по локалном времену првог дана до 7 часова другог, следећег дана. Изражава се у милиметрима. Такав начин изражавања количине падавина је веома практичан, јер број mm падавина показује истовремено и количину падавинске воде у литрима на површини од 1 m^2.

Падавине се не излучују сваког дана. Њихова месечна висина добија се сабирањем дневних висина падавина, док се годишња висина падавина добија сабирањем њихових месечних висина.

За климатолошка проучавања потребно је знати и просечне вредности падавина у одређеном периоду. Тако се средња месечна висина падавина добија када се саберу све месечне падавине једног истог месеца и збир подели са бројем година проматраног периода.[67] Средња годишња висина падавина добија се збиром средњемесечних висина падавина. Посебан значај има плувиометријски режим, који представља расподелу годишње или средњегодишње висине падавина по месецима и годишњим добима; већа количина падавина у вегетационом периоду, нарочито у његовој првој половини, омогућује биљкама повољније услове за развитак (сл. 98).

Поред горњих, треба знати још неке величине помоћу којих се изражавају поједине специфичности падавина: број дана са високим падавинама, вероватноћа падавина и интензитет падавина.

Број дана са високим падавинама. — У дане са падавинама убрајају се само они у којима је излучена количина била већа од 0,1 mm. При томе се издвајају дани са падавинама ≧ 0,1 mm, ≧ 0,5 mm, ≧ 1,0 mm, ≧ 2,0 mm, ≧ 5,0 mm, ≧ 10,0 mm ≧ 20,0 mm итд. Та подела висине дневних падавина значајна је за пољопривреду, јер, није свеједно да ли се киша излучивала сваки трећи или четврти дан у мањим количинама у току вегетационог периода или су у неколико наврата пале врло јаке кише[68].

Вероватноћа падавина (c) добија се деобом средњег броја падавинских дана (x) неког месеца са укупним бројем дана (n) тог истог месеца, тј.

$$c = x : n$$

[67] Када на некој станици недостају подаци о падавинама за поједине месеце па и године, они се могу прорачунати *методом редукције падавина* на исти период година. У ту сврху користи се најближа станица која има непрекидни период мерења падавина (види: М. Милосављевић — Климатологија, изд. „Научна књига", стр. 238—240, Београд 1963.).

[68] *Слабе кише* су до 1 mm падавина на дан, *умерене кише* од 1,1 до 5,0 mm, *јаке кише* од 5,1 до 10,0 mm и *врло јаке кише* преко 10,0 mm на дан (по Хопеу).

Нпр. средњи број падавинских дана у Загребу износи у октобру (за период 1862—1941) 12,7; вероватноћа падавина према горњој формули је c=12,7 : 31=0,41. Добивени резултат показује да се у Загребу у току октобра на сваких 10 дана могу очекивати 4 дана са падавинама.

Вероватноћа падавина има практичан значај при исцрпнијем проучавању режима падавина за потребе пољопривреде.

Интензитет падавина (i) за један падавински дан добија се деобом средње висине падавина (h) неког месеца са средњим бројем његових падавинских дана (x), тј.

$$i = h : x$$

Нпр. средња висина падавина у Загребу износи у октобру (за период 1862—1941) 105 mm а средњи број падавинских дана је 12,7. Према томе биће i = = 105 : 12,7 = 8,3. Добивени резултат представља просечну висину падавина на један падавински дан изражен у милиметрима.

Велику примену у пољопривреди и хидротехници има и *интензитет падавина на један кишни час* ($i_č$). Он се добија поделом висине падавина (h) са бројем целих часова (č) у току којих је падала киша, тј.

$$i_č = h : č$$

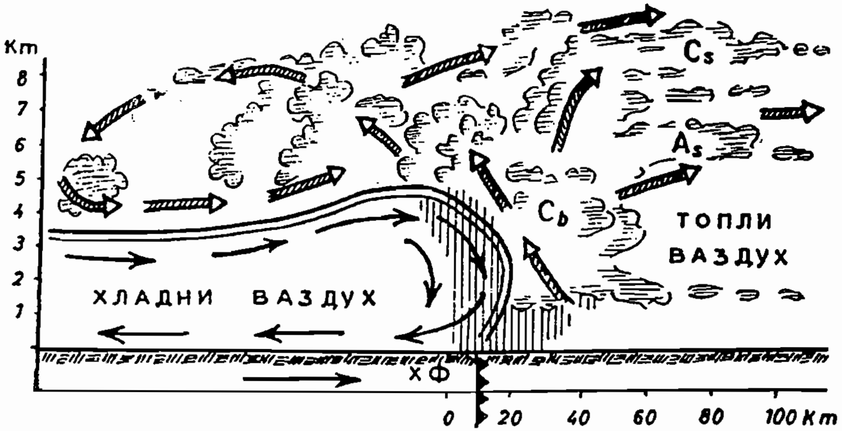
Погрешно је рачунање интензитета по овој формули ако је киша трајала само неколико минута.

33. ГЕНЕТСКА КЛАСИФИКАЦИЈА ВИСОКИХ ПАДАВИНА

По начину постанка високе падавине се сврставају у три групе: фронталне, конвективне и орографске.

а) Фронталне падавине се излучују у *прелазној граничној зони,* између две различите *ваздушне масе,* која се назива *ваздушни фронт* (IV, 3).

Када хладан ваздух продре у загрејану област, он се онда, пошто је гушћи и тежи, креће изнад земљине површине, док се топлији, ређи и лакши ваздух нагло издиже. Тада се стварају идеални услови за кондензацију водене паре у ваздуху, јер се он издизањем хлади,

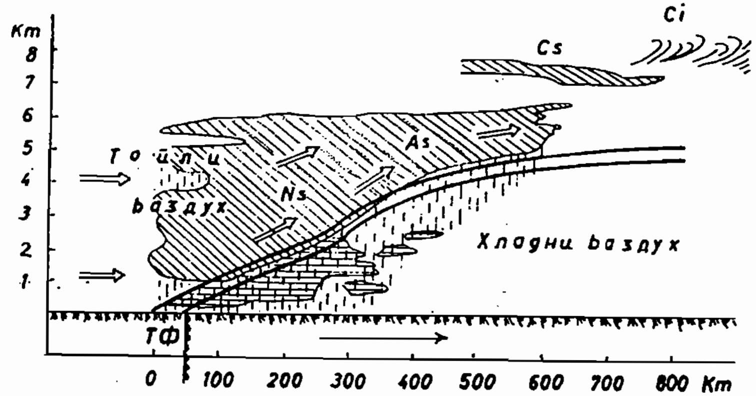


Сл. 99 — Шематски вертикални пресек кроз хладни фронт који се креће великом брзином и потискује пред собом топли ваздух

па се образују кишни облаци — нимбостратуси и кумулонимбуси. Из тих облака се излучују падавине у прелазној граничној зони ваздушних маса, које се, због постанка на атмосферском фронту, називају фронталне падавине.

Фронталне падавине се излучују у зони ваздушног фронта, често на дужини од више стотина километара. Оне захватају велике површине, али брзо пролазе.

На сл. 99. и 100. приказано је образовање фронталних падавина хладног ваздуха који се креће брзином од 40—50 km/h, а понекад и до 100 km/h. Он има облик „главе“ због трења о земљину површину. Изнад „главе“ се образују кишни и олујни облаци, из којих се обилно излучују падавине. Ширина појаса у којем се излучују падавине хладног фронта није велика — износи обично 20 до 30 km.



Сл. 100 — Шематски вертикални пресек кроз топли фронт: топли ваздух се издиже изнад хладног, притискује га и „искључава“

Топли ваздух налеће на хладни мањом брзином — 30 до 40 km/h и издиже се изнад њега по благо нагнутој равни (сл. 92). Због тога је ширина појаса у којем се излучују падавине топлог фронта врло широка — 300—400 km. Карактеристичне су за умерене географске ширине. У топлијем делу године праћене су непогодама.

б) Конвективне падавине се јављају у областима са јако загрејаним копном и морем, као што је нпр. полутарски појас. Топли приземни ваздух издиже се брзо у висину и хлади, а велика количина водене паре, коју он садржи, кондензује се, образујући при томе огромне кумулусе. Њихово образовање је најинтензивније у поподневним часовима, када је тле најзагрејаније. Из њих лије киша „као из кабла“, праћена севањем муња и грмљавином. У екваторијалном појасу ове падавине се јављају скоро сваког дана између 14 и 16 часова, после чега се небо брзо разведри.

в) Орографске падавине настају при издизању влажних ваздушних маса уз планинске стране или при њиховом прелазу преко неког брдовитог острва. Тада се принудном конвенцијом образују моћни ку-

мулуси из којих се излучује велика количина падавина. Типичне орографске кише излучују се на Хавајским острвима, а код нас на планинама изнад Боке Которске.

Карте изохијета. — На први поглед изгледа да је тешко стећи тачну представу о расподели падавина за Земљиној површини, јер је њихова висина различита, а поред тога, оне су у току вишегодишњег периода подложне и знатним колебањима. Међутим, ако се у разматрање узму просеци падавина за период од најмање 35 година, уочавају се извесне правилности у њиховој расподели. Сасвим јасну представу о њиховој расподели пружају *карте изохијета*[69] на којима су сва места са једнаким средњим висинама падавина спојена линијама које се називају и з о х и ј е т е.

Најчешће се употребљавају карте изохијета са средњегодишњим висинама падавина, а затим са средњемесечним и сезонским висинама падавина. Наша хидрометеоролошка служба израдила је и објавила (1953. године) вишебојне карте изохијета Југославије за просеке годишњих доба, месеца и године у периоду од 1925. до 1940. године.

У току 1963—1975. године у Хидрометеоролошкој служби израђене су нове изохијетне карте Југославије којима је обухваћен период од 1931. до 1960. године. За исти период су урађене и изотермне карте наше земље, облачност, ветрови итд. Све те карте су објављене у Климатолошком атласу Југославије, који представља значајан прилог познавању климе наше земље, а корисно služи у решавању различитих пољопривредних, водопривредних, саобраћајних и других проблема.

34. ГЕОГРАФСКА РАСПОДЕЛА ПАДАВИНА НА ЗЕМЉИ

Висина падавина зависи пре свега од температуре ваздуха и расподеле ваздушног притиска на Земљиној површини, а потом од рељефа и деловања топлих и хладних океанских струја.

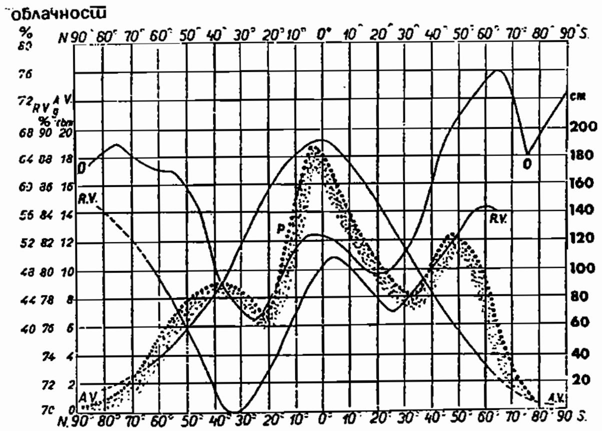
Извесна правилност у расподели падавина за Земљиној површини може се уочити анализом графикона (сл. 101) на којем је представљена расподела годишње висине падавина (P) по ширинским појасима од по 10° г. ш., кривуље годишњих вредности облачности (O), релативне (R.V.) и апсолутне влажности ваздуха (A.V.) на сваких 10° г. ш., као и анализом карте годишњих изохијета (сл. 102). Тако се дошло до ових закључака:

1. Највише падавина прима најтоплија област на Земљи — екваторијална, а најмање најхладније области — поларне.

2. У тропском појасу, који лежи између 20° с. ш. и 10° ј. ш. средња годишња температура ваздуха достиже вредност од 26,2° C, док је ваздушни притисак низак — до 1011 mb. У њој преовлађује узлазно кретање ваздуха, те постоје најповољнији услови за испаравање воде и кондензацију водене паре. Због тога висина падавина, које су претежно конвективне, износи у тропском појасу свуда преко 750 mm. Нарочито много падавина има екваторијални појас (који лежи између 14° с. ш. и 14° ј. ш.). У сливу горњег тока Амазона и на острвима Малајског архипелага годишња висина падавина је већа од 2000 mm.

[69] Од грчког isos — једнак и hyetos — киша.

3. Максималне висине падавина на Земљи имају она места у тропском појасу, која леже на падинама планина и према којима дувају влажни ветрови. Такво је место *Черапунџи* у Асаму, на јужним падинама планине Каси (25° с. ш.) са 12.665 mm падавина годишње[70], затим *Вајалеала* (на острву Кауаи у Хавајском архипелагу, 22° с. ш.) — 12.090 mm, *Дебунџа* на западној падини планине Камеруна у Африци (4° с. ш.) — 10.470 mm годишње итд.



Сл. 101 — Графикон расподеле облачности (O) у %, релативне влажности (R. V.) у %, апсолутне влажности (A. V.) у g/cbm и падавина (P) у cm на обема Земљиним ширинама

4. Северно и јужно од влажног тропског појаса леже два појаса са малом висином падавина. То су области пустиња на Земљи. Обично се узима да су поменути појаси ограничени на обе полулопте са 20° и 40° г. ш. Њихову тачнију границу дао је В. К е п е н:

	западне обале	унутрашњост континента
Стари свет	18—30° с. ш.	16—53° с. ш.
Северна Америка	25—33° с. ш.	30—44° с. ш.
Јужна Америка	5—32° ј. ш.	17—50° ј. ш.
Јужна Африка	17—32° ј. ш.	18—34° ј. ш.
Аустралија	20—27° ј. ш.	20—32° ј. ш.

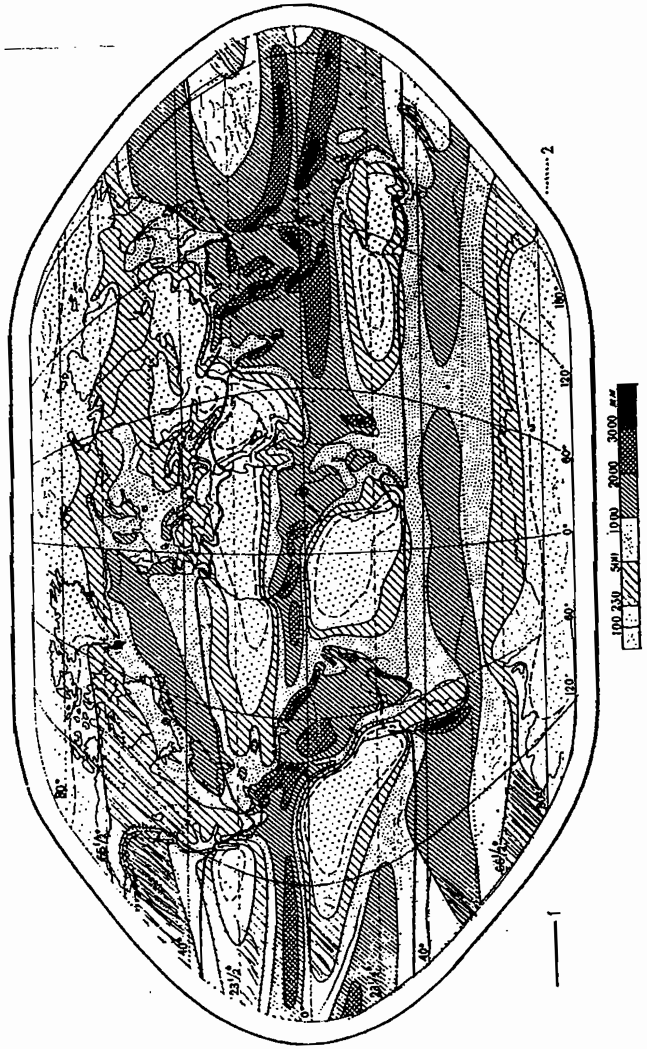
По начину постанка пустиње се деле у две групе. У првој групи су пустиње у којима је висок ваздушни притисак и преко којих дувају суви пасатски ветрови; оне леже ближе тропском појасу, као нпр. Сахара и Калахари у Африци, а Нефуд и Дахна у Арабији, Атакама у Јужној Америци и Јужна Калифорнија у Северној Америци. У другој групи су пустиње које углавном леже даље од тропског и пасатског појаса, у унутрашњости континената, иза високих планина које задржавају влагу на својим падинама; у такве пустиње спадају:

[70] Године 1856. пало је у Черапунџи 22.987 mm — то је максимална годишња падавина која је за сада забележена на Земљи.

Кизил-Кум, Кара-Кум, Такла-Макан, Гоби (или Шамо), Велики басен у Северној Америци. Патагонија и унутрашњост Аустралије (Велика Викторијина пустиња, Цибсонова пустиња, Велика пешчана пустиња).

Висина падавина у овим сушним појасевима је незнатна: у Атаками само 8 mm годишње а у Нефуду до 15 mm годишње.

5. На обе полулопте између 40° и 60° г. ш., постоје области са повећаном количином падавина — преко 500 mm годишње. То су појаси са



Сл. 102 — Средња годишња висина падавина на Земљиној површини: 1 — екваторијална граница снежних падавина, 2 — граница 40-одневних снежних падавина (по В. Мајнардусу и Ф. Милеру)

ниским ваздушним притиском — на северној полулопти до 1012,6 mb а на јужној до 992,4 mb. У њима преовлађује узлазно кретање ваздуха и западни ветрови, који доносе много влаге планинама дуж западних обала континената.

Годишња висина падавина на планинама Канаде и САД дуж пацифичке обале прелази 2000 mm. У Европи, врх *Бен Невис* (1343 m) у Шкотској, добија годишње 4.084 mm. Од њега је влажније само место *Црквице* (1097 m) изнад Рисна у Боки Которској, које прима годишње просечно 4.934 mm падавина (просек за 44 године).

6. У поларним областима испаравање је незнатно због ниских температура ваздуха. У њима је повећан ваздушни притисак, па зато тамо ређе продиру влажнији ветрови из нижих географских ширина. Због тога су поларне области сиромашне падавинама — годишње мање од 250 mm.

Изузетак чини јужни део Гренланда и Исланда. Они леже у водама топлих морских струја и на путањама циклона, који због узлазног кретања ваздуха и кондензације водене паре у њима, доносе обиље падавина — на јужном Гренланду преко 1000 mm годишње.

35. ВОДНИ БИЛАНС ЗЕМЉЕ

Водни биланс представља однос између падавина (X) на једној и испаравања (Z) и отицања (Y) на другој страни, тј.

$$X = Z + Y$$

односно, за дужи низ година укупна висина падавина једнака је збиру испаравања и отицања падавина.

По подацима које је изложио М. И. Љвович (1974) водни биланс Земље има овакве вредности:

Табл. 43.

Елементи водног биланса	Запремина у km³	Слој у mm
Периферно или егзореично одводњавање копна (116,8 милиона km²)		
Падавине (X)	106.000	910
Отицање (Y)	41.000	350
Испаравање (Z)	65.000	560
Унутрашње или ендореично одводњавање копна (32,1 милиона km²)		
Падавине (X)	7.500*	238
Испаравање (Z)	7.500	238
Светско море (361,1 милион km²)		
Падавине (X)	411.600	1.140
Притицање речне воде (Y)	41.000	114
Испаравање (Z)	452.600	1.254
Земља (510 милиона km²)		
Падавине (X)	525.100	1.030
Испаравање (Z)	525.100	1.030

* Укључујући 830 km² или 26 mm притицања речне воде.

Водни биланс континената по М. И. Љ в о в и ч у (1973) дат је у табл. 44. Проучавања елемената водног биланса за последњих 10—12 година унели су извесне исправке у раније податке; установљено је да копно прима око 5.000 km³ више падавина у областима са периферним одводњавањем; повећано је и отицање за 4.400 km³ речне воде — у Јужној Америци, Северној Америци и Евроазији, а смањено у Африци (за 340 km³), где су најнеповољнији услови за отицање падавина, док су најбољи у Европи.

Табл. 44 — Водни биланс континената и копна по М. И. Љвовичу (1973)

	Европа[1]	Азија	Африка	С. Америка[2]	J. Америка	Аустралија[3]	К о п н о[4]
X mm	734	726	686	670	1.648	736	834
Y mm	319	293	139	287	583	226	294
Z mm	415	433	547	383	1.065	510	540
C %	43,5	40,4	23,0	42,9	35,4	30,8	35,2

1. Укључујући острва. 2. Без Канадског архипелага а са Централном Америком. 3. Укључујући Тасманију, Нову Гвинеју и Нови Зеланд; без њих, сам континент: X=440 mm, Y=47 mm, Z=393 mm. 4. Без Антарктика, Гренланда и Канадског архипелага.

VIII. СНЕЖНИ ПОКРИВАЧ НА ЗЕМЉИНОЈ ПОВРШИНИ И ЊЕГОВ ЗНАЧАЈ

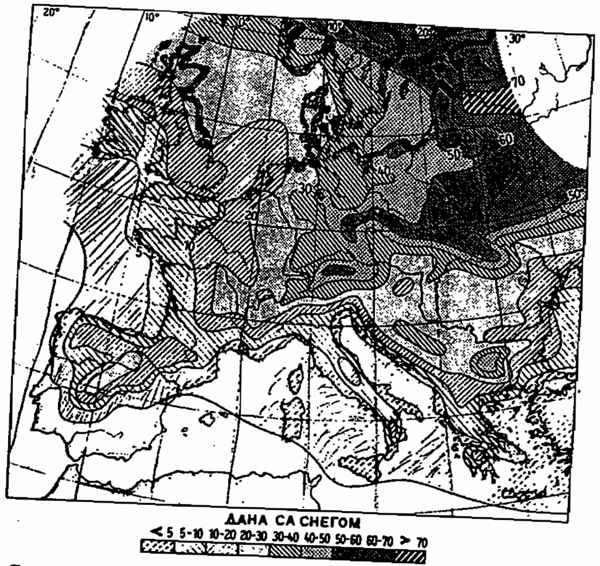
Снег се излучује као једини облик падавина у току целе године само на Антарктиди, у централном Арктику и на високим планинама изнад тзв. *снежне границе* — појаса изнад којег је средња годишња температура ваздуха нижа од 0°С, па се стога излучени снег не отопи и не испари потпуно, него се нагомилава из године у годину и постепено претвара у лед и леднике. У средњим географским ширинама снег пада само у зимским месецима.

Број дана са излучивањем снега повећава се ка вишим ширинама. У Јужној Европи снег пада годишње мање од 20 дана, а на острвима у Средоземном мору чак и мање од 5 дана годишње; у Западној Европи, која је под јаким термичким утицајем Атлантика, снег пада 5—30 дана, а у Средњој Европи 20—50 дана годишње (сл. 103). У Југославији највећи број снежних дана имају Јулијске Алпе и Динарске планине 30—55 дана.

Екваторијална граница снежних падавина најјужнија је у Источној Азији (сл. 104), где у Кини достиже скоро до северног повратника. На јужној полулопти снег пада најсеверније дуж западне обале Јужне Америке, чему доприноси хладнији ваздух изнад хладне Перуанске струје. Граница пловног леда на Светском мору је у знатно вишим ширинама од екваторијалне границе снежних падавина (местимично више од 2.000 km) и за њен положај одлучујући значај имају топле океанске струје.

Снежни покривач се образује излучивањем снега на тле. Он је стабилан само у областима које имају више од 40—50 снежних дана го-

дишње. Његово трајање повећава се ка поларним областима: у Украјини износи 20—60 дана, у Лењинграду 120 дана, а на полуострву Коли 200—220 дана годишње. Он дуже траје и у континенталном поднебљу: на средњем Уралу 140—160 дана, око Бајкалског језера 180—200 дана, а у Јакутији 220—240 дана, док на полуострву Тајмиру достиже и преко 260 дана годишње. У Југославији снежни покривач траје најдуже на високим планинама — 120—180 дана, у Београду 44 а у Љу-



Сл. 103 — Број снежних дана у јужној, западној и средњој Европи (по Кепен-Гајгеру)

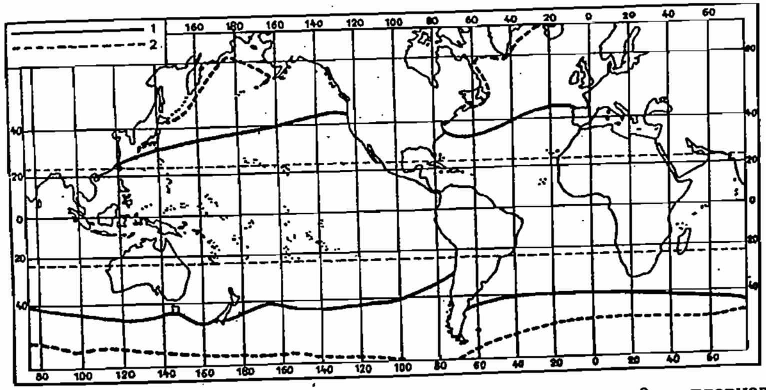
бљани просечно 58 дана годишње; има снежника који се на осојним странама планина, у цирковима, одрже све до почетка јесени, а каткад на њих падне нови снег.

У Северној Америци снежни покривач траје на северу 240—280 дана (на острвима Канадског архипелага), око Великих језера 100—160 дана, у Монтани 120—160 дана, у низији Мисурија 20—40 дана и у Арканзасу 10—40 дана годишње.

Треба истаћи да се у средњим географским ширинама трајање снежног покривача повећава са порастом надморске висине: приближно за 3—4 дана на сваких 100 m; на планинама које обилују падавинама, какве су нпр. Алпи и Кавказ, снежни покривач траје на сваких 100 m висине 8—10 дана дуже (5, 172). Тако на Кавказу снежни покривач траје на висини од 2.000 m 180 дана, а на 3.500 m 280 дана годишње (5, 173).

Висина (дебљина) снежног покривача износи на северу европске територије СССР (скраћено ЕТС) 80—120 cm (на Хибинима), око Москве 50 cm, а на југу Украјине само 10—20 cm. Она износи у Западном

Сибиру 50—70 cm, у Јакутији 30—50 cm, око Бајкалског језера 20—30 cm и на источној Камчатки 80—100 cm. Дебљина снежног покривача у равници између река Хоангхоа и Јангцеа износи око 50 cm, у северо-источној Кини 40 cm и мање, а у Монголији, због малих количина падавина, до 5 cm. У Југославији снежни покривач достиже дебљину у Панонској низији (не сваке године) 10—30 cm, у Поморављу 5—35 cm, на побрђу 15—40 cm, на Динарским планинама преко 100 cm — снежних зима чак и преко 350 cm (1928/29, 1966/67. године).



Сл. 104 — Екваторијалне границе: 1 — снежних падавина; 2 — пловног леда на мору

У Северној Америци дебљина снежног покривача повећава се од обала Северног леденог океана према области Великих језера, где износи 50—75 cm, док је на Каскадским планинама већа од 100 cm. Највећу дебљину снежни покривач достиже на превоју Донер-Самит (на Аљасци) — где сваке зиме снег покрива телефонске стубове високе 9 m. У смучарском центру Алта просечна дебљина снега достиже 10—12 m, док је снежне зиме (1952. год.) пало 15 m снега, а на планини Сиера-Невада чак 20 m! У смучарском центру Скво-Вели (Калифорнија) у зиму просечне снежности излучи се до 10 m снега, колико и у Рио-Бланко (Чиле).

При одговарајућим метеоролошким условима, уз обилно падање снега, за кратко време може да се образује снежни покривач дебео неколико метара. Тако је у зиму 1965. год. у време „Буре столећа" за 8 дана пало у Чилеу 6 m снега. У Рио-Бланко (Чиле) у зиму 1962. год. снег је падао без прекида 72 часа и образовао покривач дебљине 4 m.

Површина снежног покривача на Земљи достиже сваке године по подацима П. А. Шумског и А. Н. Кренке око 115 милиона km², а неких година достиже до 126 милиона km². Приближно 2/3 те површине отпада на копно, а 1/3 на залеђене површине мора.

Максимална површина снежног покривача на Земљи је крајем зиме на северној полулопти — 99 милиона km², а минимална крајем зиме на јужној полулопти — 47 милиона km². У првом случају снег представља масу од 135 милијарди тона, а у другом 74 милијарде тона.

У храњењу свих ледника на Земљи учествује годишње око 24 милијарде тона снега (по подацима В. М. Котљакова).

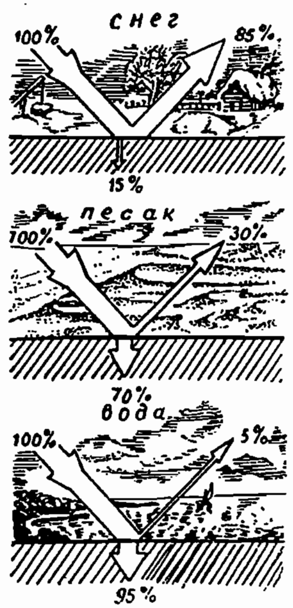
Значај снежног покривача за географску средину. — Снежни покривач има огроман утицај на природне особености географске средине: на климу, хидролошке процесе, формирање специфичних облика рељефа, образовање педолошког покривача, на живот биљака и животиња, а такође и на многе људске делатности (А. И. Попов и Г. К. Тушинскиј):

1. *Утицај снежног покривача на састав приземних слојева ваздуха.* Снежни покривач омета нормалну размену гасова између тла и приземног слоја ваздуха и изолује тле од промрзавања. Због тога неке биљке се чак и развијају испод снега. Растресити слој снега и иње апсорбују азотна једињења, па снежница даје природно гнојиво тлу.

2. *Утицај снежног покривача на провидност ваздуха.* Снежне пахуљице апсорбују прашину и шкодљиве гасове па на тај начин пречишћавају ваздух, повећавајући његову провидност. Око великих индустријских центара на снежни покривач пада прашина, која убрзава његово отапање. Због тога снежни покривач око таквих центара нестаје две недеље раније и у кругу до 30 km него на површинама које су даље од индустријских постројења. Ова појава има све већи значај у вези са све интензивнијим загађивањем атмосфере.

3. *Утицај снежног покривача на термички режим приземних слојева ваздуха.* Због високог албеда снега, нарочито свежег (сл. 105), температура површине снежног покривача је најчешће нижа од температуре површине тла и температуре нижих слојева ваздуха. Зато се изнад снежних површина појављују температурне инверзије.

4. *Утицај снежног покривача на атмосферски притисак и влажност ваздуха.* Концентрисање хладног и густог ваздуха изнад снегом покривених површина утиче на појаву квазистационарних антициклона из којих продиру таласи хладног ваздуха ка нижим географским ширинама. На хладној површини снега обавља се стално кондензација водене паре, па због тога снежни покривач „исушује" ваздух. Због тога у вишим географским ширинама, у областима покривеним снегом, ваздух садржи минималну количину водене паре (сл. 73).



Сл. 105 — Процентуално одбијање Сунчевих зракова за различите подлоге при упадном углу од 45°

5. *Значај снежног покривача за хидролошке процесе.* Снежни покривач штити тле од промрзавања. Због тога, када отпочне његово отапање тле испод снежног покривача прима знатну количину снежни-

це, која учествује у храњењу издани и река; оголићено земљиште се дубље замрзне и извесно време не пропушта снежницу, тако да има улогу вододржљивог слоја.

Снежница учествује у храњењу протицаја многих великих река — нарочито сибирских и канадских, на којима је максимални протицај у периоду најинтензивнијег отапања снежног покривача. За то се троши велика количина топлоте, па су пролећа нешто хладнија од јесени.

6. *Привредни значај снежног покривача.* Нагло отапање снежног покривача, ако је уз то праћено и обилним падавинама, изазива притицање огромних количина воде у речна корита, која нису у стању да их потпуно приме. Зато се вода излива из река, правећи велике материјалне губитке приобалским насељима и њиховом становништву. *Поплаве* наносе каткад огромне губитке и саобраћају — преплављују путеве, руше их и прекривају речним наносима. *Снежни сметови* прекидају привремено с а о б р а ћ а ј на појединим путевима и железничким пругама. Отапање снежног покривача има значаја и за е л е к т р о п р и в р е д у — снежница више или мање испуњава вештачка језера, што се одражава на енергетском билансу појединих крајева и земаља. Међутим, нагомилавање влажног снега на водовима високог напона изазива каткад њихово кидање, што изазива прекид рада у многим предузећима због нестанка електричне енергије. На исти начин страдају и телефонско-телеграфске линије. У крајевима са малом годишњом количином падавина снег и снежни покривач имају велики пољопривредни значај. Снег штити од промрзавања тле и биљне културе (ако испод његовог покривача и на дубини од 3 cm у тлу температура није нижа од —15°C, нити виша од —5°C; минималне температуре ниже и више од указаних изазивају уништење озимих усева). Постављањем шумских заштитних појасева и преносних плоча може да се повећа концентрација снега, који ветар доноси са ледина. Повишење снежног покривача за 15—20 cm утиче на пораст приноса житарица до 4,5 центера на површини од једног хектара у поређењу са приносима на отвореној степи. У неким планинским крашким областима отопљени снег представља једину воду за потребе становништва и напајање стоке; у ту сврху снег се чува у вртачама покривеним сламом и грањем или вади из јама односно користи из већих снежника, ако их има у близини.

Снежни покривач има велики значај и за *народну одбрану*. Поравњавајући разна удубљења он отежава кретање изван путева. Његова равна површина умањује турбулентно кретање ваздуха, па се успорава разилажење контаминираног ваздуха. Такво стање утиче на повећање продора бојних отрова (скраћено БОт) и њихову већу концентрацију него ако на тлу нема снега. Због ниске температуре снежни покривач утиче на незнатно испаравање БОт, па они могу бити опасни и више недеља. С друге стране олакшано је откривање капљица БОт на снежном покривачу, али их је немогуће открити када их покрије свежи снег. Међутим, ако је дебљина снега средње густине већа од 40 cm, онда се преко контаминиране просторије може прећи без заштитних средстава и без икаквих последица по људство. Али, ако је снежни покривач био тањи а људство незаштићено од деловања БОт, последице прелаза преко контаминиране територије осетиће се са знатним временским закашњењем.

ЧЕТВРТА ГЛАВА

ВРЕМЕ

Појам о времену познат је из свакодневног живота. Радио-служба редовно објављује извештај о *стању времена* и његову прогнозу за следећа 24 часа. Такве извештаје објављује и дневна штампа. У извештајима су подаци о температури ваздуха, висини падавина, правцу и брзини ветра и другим метеоролошким елементима, као и о облачности, облацима падавина, магли и другим метеоролошким појавама, које се запажају у тропосфери. Према томе, в р е м е *представља стање тропосфере у тренутку мерења и осматрања метеоролошких елемената и појава.*

Време се одликује већом или мањом променљивошћу. Незнатна измена само једног метеоролошког елемента утиче на све остале елементе као и на метеоролошке појаве у месту осматрања. Тако нпр. промена температуре ваздуха утиче на промену у распореду ваздушног притиска, а овај на ветрове, ветрови на облачност, облаке и падавине, док падавине са своје стране утичу на температуру ваздуха и тла итд. Због тога при проучавању времена треба најпре уочити главне узроке његових промена. Када се утврде ти узроци, онда је могуће предвидети даљи ток развитка времена, тј. дати његову *прогнозу*. То је задатак метеоролога-синоптичара.

1. ПОЈАМ О ВАЗДУШНИМ МАСАМА

Познато је да физичка својства ваздуха зависе од Сунчевог зрачења и утицаја који врши подлога. Тако је нпр. ваздух изнад тропских пустиња топао, сув и са мањом провидношћу (због зрнаца прашине). По тим физичким својствима он се битно разликује од хладног, сувог и провидног арктичког ваздуха или од врло топлог и влажног ваздуха из екваторијалних области. Према томе, ваздух у тропосфери има различита физичка својства. Он се састоји од различитих *ваздушних маса* (VM).

Простор у којем се формира ваздушна маса одређених физичких особина назива се *изворишна област*. Она може бити вода, копно, лед, или снег и треба да обухвата врло простране површине. Због тога се и ваздушне масе састоје од великих количина ваздуха. Тако нпр. величина једне ваздушне масе у умереним ширинама достиже дужину од 500 до 5000 km и висину од 1 до 10 km.

Ваздушне масе се образују у крајевима где се ваздух дуго задржава. Такви крајеви су, пре свега, области са постојаним или полупостојаним високим ваздушним притиском, због чега их означавамо као *главне изворишне области*. Примери таквих области су: централни Сибир, централни део Канаде, Атлантик око Азорских острва, као и поларне калоте (сл. 106—107) — арктичка и антарктичка.

Ваздушне масе се крећу. Оне напуштају своје изворишне области и пролазећи кроз крајеве са другим природним одликама мењају постепено физичка својства односно *трансформишу се*. При томе разликујемо два вида трансформација ваздушних маса: морских у копнене и обратно и оне које настају после кретања преко области које се знатно разликују по географским ширинама.

Према изворишној области у којој се формирају ваздушне масе деле се на 4 *зонална типа*. То су:

1. A — *арктички* односно *антарктички ваздух*, пореклом из поларних крајева.

2. P — *поларни* или *субарктички* односно *субантарктички ваздух* пореклом је из виших географских ширина, али не из поларних калота.

3. T — *тропски* односно *суптропски ваздух* пореклом из субтропских области.

4. E — *екваторски (полутарски) ваздух* — ваздух пасата и монсуна који се трансформишу у екваторском појасу.

Прелазећи преко пространих копнених или морских површина, задржавајући се извесно време изнад њих, главни зонални типови ваздушних маса стичу и друга својства. Због тога ваздушне масе које су биле изнад мора називамо *маритимне* (m), а оне изнад копна *континенталне* (c). Према томе разликујемо следеће типове ваздушних маса:

mAV — маритимни арктички ваздух
cAV — континентални арктички ваздух
mPV — маритимни поларни ваздух
cPV — континентални поларни ваздух
mTV — маритимни тропски ваздух
cTV — континентални тропски ваздух
mEV — маритимни екваторски ваздух
cEV — континентални екваторски ваздух

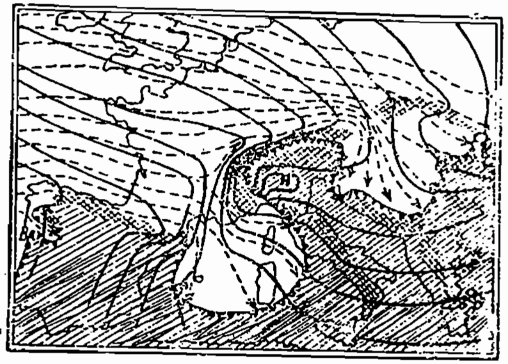
Све ваздушне масе формирају се дужим утицајем одређене с р е д и н е, под којом се подразумева р е ж и м Сунчеве радијације и топографске подлоге изворишне области. Битна физичка својства ваздушних маса — температура, апсолутна и релативна влажност — потичу претежно од подлоге, те је очигледно да се промене у њима врше одоздо навише.

2. ОСОБИНЕ ВАЗДУШНИХ МАСА

Свака ваздушна маса има своје специфичне одлике, које су веома значајне за режим времена, његову постојаност и променљивост. Због тога треба упознати бар основне особине појединих ваздушних маса.

Према односу који постоји између температуре ваздушне масе и подлоге делимо све ваздушне масе на топле и хладне. **Топле ваздушне масе** долазе из нижих географских ширина и крећу се изнад хладније подлоге. **Хладне ваздушне масе** долазе претежно из крајева са вишом географском ширином у области нижих географских ширина односно са топлијом подлогом.

Арктички ваздух (AV) се образује у пространом антициклону (од 7) који лежи северно од 70° с.г.ш. Он се одликује најнижим температурама, нарочито ако је континенталног порекла (cAV), постојаношћу, малом влажношћу и знатном видљивошћу (у Норвешкој, када нема магли, чак и преко 200 km!). Вертикална моћност AV смањује се у правцу југа: у Арктику она достиже 5—6 km, у северној Европи 3—6 km, у средњој Европи око 3 km, а у јужној Европи 1—2 km. Због смањивања моћности високи планински венци у јужној Европи (Пиринеји, Алпи, Карпати, Балкан) и Кавказ представљају значајну препреку продирању маса арктичког ваздуха према југу.



Сл. 106 — Продор поларног ваздуха у западно Средоземље — између Пиренеја и Алпа; 1 — изобаре, 2 — правци струјања ваздушне масе, 3 — планински системи, 4 — хладни фронт; B — област са високим и H — са ниским ваздушним притиском (по Т. Бержерону)

AV доноси зими ведро и хладно време — „хладни талас“. Међутим, удаљујући се далеко од своје изворишне области, AV се толико трансформише, да може стећи и својства поларног ваздуха.

Поларни ваздух (PV) се формира у умереним географским ширинама као и трансформацијом арктичких маса ваздуха, али се делимично попуњава и тропским ваздухом при општој циркулацији атмосфере.

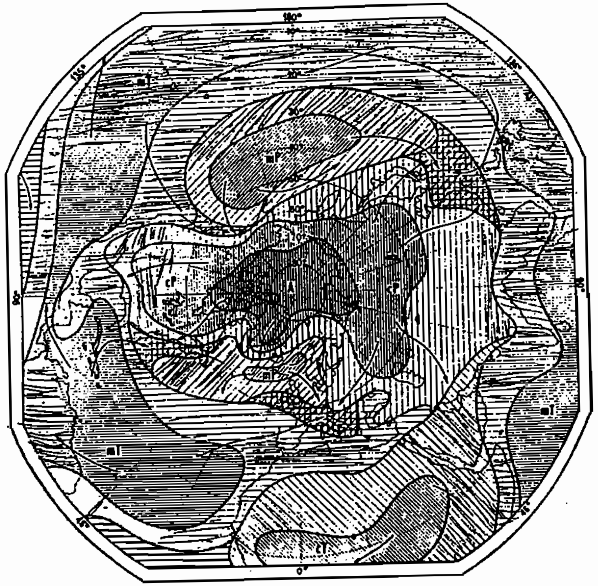
Маритимни поларни ваздух (mPV) образује се у антициклону који је лети изнад северног Атлантика, а зими изнад Канаде. Али, иако се зими формира изнад копна, он стиче маритимна својства, јер, прелазећи преко Атлантика, а нарочито изнад топле Голфске струје, постаје веома влажан а у нижим слојевима топао, док његови високи слојеви остају и даље хладни. Продирући у Европу mPV изазива зими повишење температуре у низинама, док истовремено планинске метеоролошке станице бележе снижавање температуре ваздуха. Он лети одлази каткад изнад океана далеко на југ, те се знатно трансформише, и долазећи са W—NW има извесне особине маритимног тропског ваздуха. Скоро целе године mPV продире у западну Европу, те она има маритимну климу. Чести су случајеви да PV продире и у Средоземље како маритимни (сл. 106), тако и континентални.

Континентални поларни ваздух (cPV) образује се у антициклону изнад Феноскандинавије и Сибира а зими се може образовати и на Балканском полуострву. По својим физичким својствима он је лети сличан cTV, нарочито у приземним слојевима, док се зими скоро изједначи са AV. Лети cPV доноси променљиво време, праћено гоми-

ластим облацима па и непогодама, док зими даје стабилно време, претежно ведро и врло хладно.

Тропски ваздух (TV) се формира у суптропском антициклону. Његов маритимни тип знатно се разликује од континенталног.

Маритимни тропски ваздух (mTV) има главну изворишну област око Азорских острва (средњи положај центра Азорских антициклона је 35° с.ш. и 35° з.д.), а мање значајна је изнад Средоземног мора. И лети и зими mTV има високу температуру и врло велику влажност,



Сл. 107 — Средњи положај ваздушних маса зими (по Д. Х. Брунпвајлеру) — објашњење скраћеница у тексту

због чега даје облачно време и обилне једноличне падавине. Често преплављује целу Европу. Зими подиже температуру у западној Европи до +12°, а у Украјини до +9°C. Ако овај ваздух долази у Европу са југа, онда се на заветринској страни планина упоредничког правца пружања појављује локални ветар фен.

Континентални тропски ваздух (cTV) се формира изнад пространих пустиња у Северној Африци и Арабији, а лети чак и изнад Балканског полуострва, Мале Азије и сувих области Средње Азије. Одликује се високим температурама, малом влажношћу и слабом видљивошћу, која је последица велике количине пустињске прашине у ваздуху. Међутим, прелазећи преко Средоземног мора cTV прими доста водене паре, те у нашу земљу долази влажан, дајући већином обилне падавине на јужним падинама динарских планина.

Екваторски ваздух (EV) представља ваздух пасата и монсуна, који се трансформише у екваторском појасу. Изворишна област EV помера се у току године у вези са премештањем баричког екватора.

У јулу cEV у Африци лежи над целим Суданом и Етиопијом, док је у јануару мање изражен. Насупрот томе, mEV је зими веома распрострањен изнад централног дела Индијског океана и у Гвинејском заливу. EV у екваторском појасу одликује се високим температурама и великом влажношћу, док је у њему време врло променљиво и са врло честим непогодама.

У **Ј у г о с л а в и ј у** продиру највише хладне масе поларног ваздуха и топле масе тропског ваздуха: cPV доноси хладније време, а често незнатну облачност и знатну видљивост; међутим, mPV доноси не само хладно, него и облачно време са знатном количином падавина. Долазећи у наше крајеве хладне масе поларног ваздуха лети се загреју од топлије подлоге, због чега у њима настаје узлазно струјање, стварају се изразити гомиласти облаци, праћени обилним падавинама и повремено непогодама. Тропски ваздух се одликује високим температурама и доласком у наше крајеве он ствара нижи барометарски притисак, условљава облачност и знатне падавине на наветринској страни планина, јер садржи много влаге коју прими прелазећи преко Средоземног мора.

Кратак преглед ваздушних маса значајних за поднебље и климу средње и јужне Европе приказан је у табл. 45.

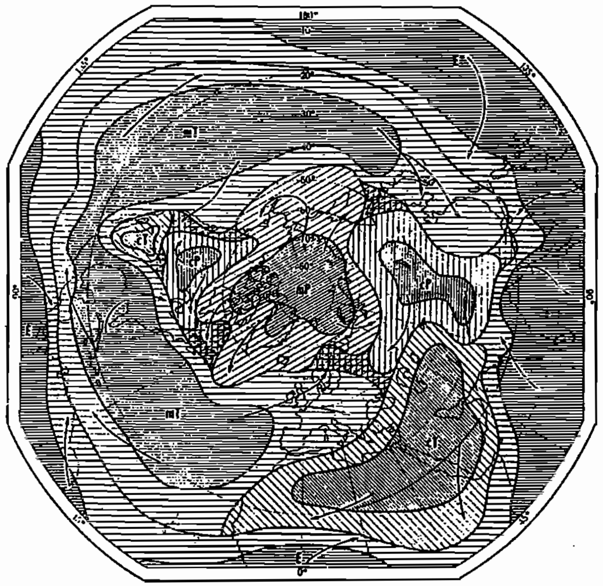
Табл. 45 — Географска класификација ваздушних маса изнад средње и јужне Европе (по Т. Бержерону)

Врста ваздуха по подели		Тип	Главна изворишна област	Главно доба наступања
Географска	Термодинамичка			
AV	A хладни	mA	Гренланд, Шпицберг	Преко целе године, сем јули—август
		cA	Нова Земља, Баренцово море, Сев. део СССР-а	Преко целе године
PV	P хладни	mP	Северни Атлантик односно централна Канада	Преко целе године
		cP	Унутрашњост СССР-а и Феноскандинавија	У хладнијем добу године
	P топли	mP	Северни Атлантик (око 50° с. г. ш.)	У хладнијем добу године
		cP	Јужни део СССР-а, Балканско полуострво	У топлије доба године
TV	T топли	mT cT	Азори — Средоземно море, Северна Африка односно јужни део Балканског полуострва	Целе године Целе године
EV			Термички екватор (стиже до средње Европе са S и SW)	У топлијем делу године у антициклон. области

3. ВАЗДУШНИ ФРОНТОВИ

Ваздушни фронтови. — На додиру двеју различитих ваздушних маса образује се прелазни *појас* или *зона* који се при земљи назива *ваздушни фронт* (сл. 91). Ширина таквог појаса креће се од 5—80 km. На северној Земљиној полулопти постоје 4 зонална типа ваздушних маса: арктички (AV), поларни (PV), тропски (TV) и екваторски (EV). Између поменутих зоналних типова ваздушних маса постоје три ваздушна фронта. То су:

1. Арктички фронт (AF) — раздваја AV и PV.
2. Поларни фронт (PF) — раздваја PV и TV.
3. Тропски фронт (TF)[1] раздваја TV и EV.

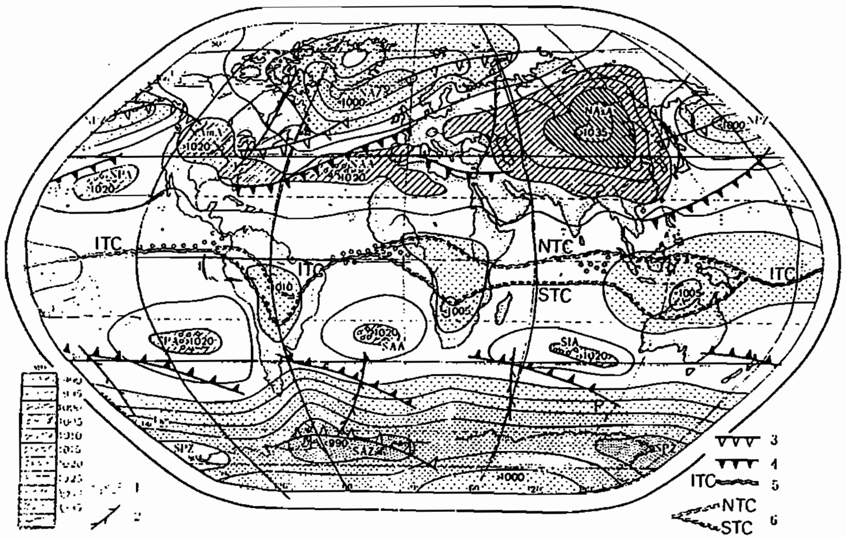


Сл. 108 — Средњи положај ваздушних маса лети (по Д. Х. Бруншвајлеру) — објашњење скраћеница у тексту

На сл. 108. и сл. 109. приказан је средњи положај ваздушних фронтова и изворишних области ваздушних маса у јануару односно јулу на целој Земљиној површини. Пошто се ваздушне масе непре-

[1] Ваздушни фронтови у екваторијалној и субекваторијалној зони битно се разликују од фронтова у вантропским ширинама. Док фронтови у средњим и високим ширинама раздвајају масе ваздуха које имају различите особине, нарочито у погледу температуре, дотле у екваторијалној и субекваторијалној зони фронт представља само појас приземне конвергенције ваздушних струјања релативно сувих и релативно влажних маса ваздуха, између којих скоро да и нема температурних разлика. Због тога је раније уведени термин *„тропски фронт"* замењен са *„интертропском зоном конвергенције"* или само *„интертропском конвергенцијом"* а скраћено се пише ITC (сл. 108 и 109).

кидно крећу, мења се и положај ваздушних фронтова, што се најбоље запажа на синоптичким картама (од. 4, сл. 115). Стално праћење њиховог кретања је веома значајно за многе гране привреде и свакодневни живот, јер се управо у појасу ваздушних фронтова дешавају нагле промене стања времена, док су у самим ваздушним масама такве промене постепене. Зато се треба укратко упознати са процесима који се дешавају у ваздушним фронтовима.



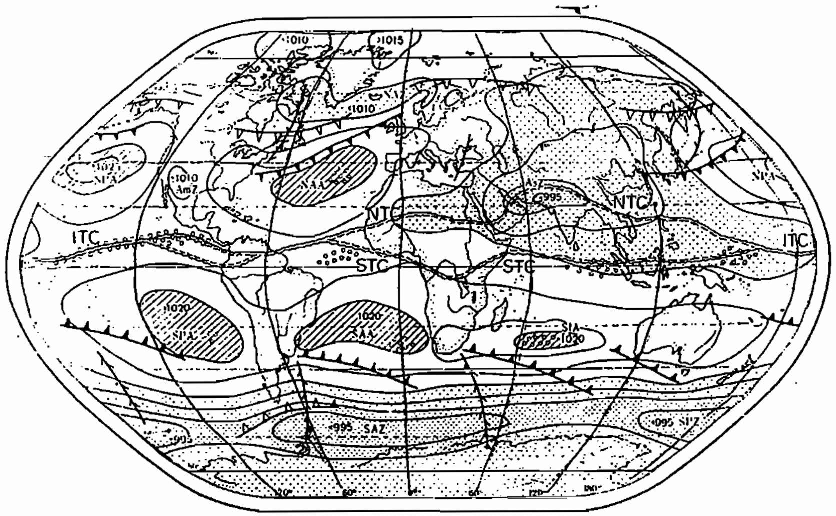
Сл. 109 — Распоред притиска и динамичка структура атмосфере у јануару (по Треварти, Флону и др. — из Ј. Блитгена)

Скраћенице назива активних центара атмосфере:

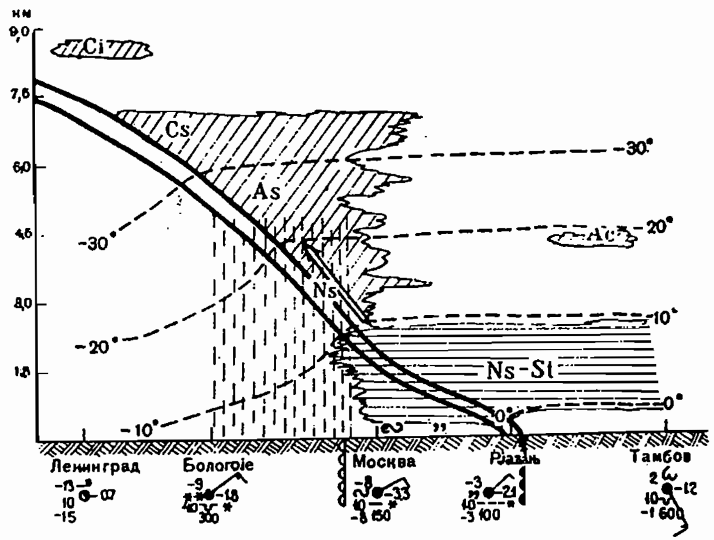
NPA — севернопацифички антициклон,
NAmA — северноамерички антициклон,
NAA — северноатлантски антициклон (азорски или бермудски),
NAsA — северноазијски антициклон,
NPZ — севернопацифички циклон (алеутски),
NAZ — северноатлантски циклон (исландски),
SPA — јужнопацифички антициклон,
SAA — јужноатлантски антициклон,
SIA — антициклон јужног дела Индијског океана,
SPZ — јужнопацифички циклон,
SAZ — јужноатлантски циклон,
1 — честе тишине, 2 — квазистационарне области ниског ваздушног притиска, 3 — арктички или антарктички фронт, 4 — поларни фронт, 5 — интертропска зона конвергенције, 6 — северна (NTC) односно јужна (STC) интертропска зона конвергенције

Топли фронт се формира на граници судара покретне топле ваздушне масе и мање покретног или непокретног хладног ваздуха. Том приликом, лакши топли ваздух се издиже, притискује на хладни и исклињава га (сл. 111). Између две различите ваздушне масе образује се тада посебна *раздвојна или дисконтинуитетна површина*.

Она полази од граничне линије топлог фронта, тј. са земљине површине и благо се издиже до висине од неколико километара. Изнад раздвојне површине врши се кондензација водене паре у топлом ваз-



Сл. 110 — Распоред притисака и динамичка структура атмосфере у јулу (по Тре-варти, Флону и др. — из Ј. Блитгена)
AmZ — амерички циклон (аризонски)
AsZ — азијски циклон (монсунски циклон средњег Истока)
— остале скраћенице у легенди сл. 109 —

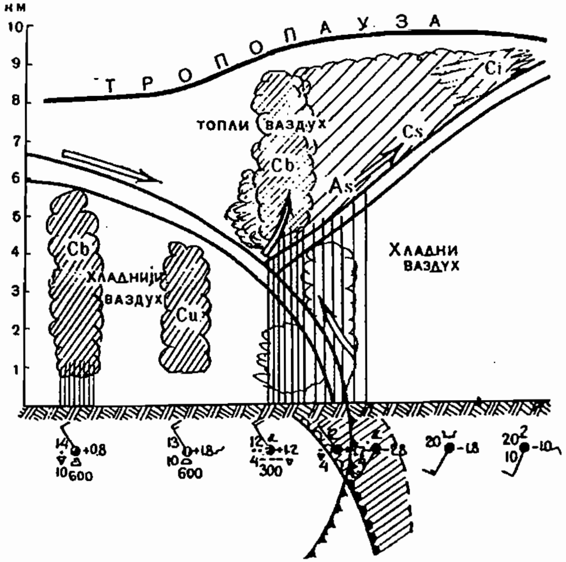


Сл. 111 — Вертикални профил топлог фронта на линији Тамбов — Москва — Лењинград 3. марта 1962. год. (по И. Г. Пчелку)

духу, образују се облаци и њихова доња граница управо показује висину и нагиб те површине. Њен горњи крај удаљује се од границе топлог фронта до 1500—2500 km, али се падавине излучују само из алтостратуса, кумулонимбуса и нимбостратуса, у појасу који је од фронта удаљен лети до 300 km, а зими до 400 km (сл. 40). У непосредној близини топлог фронта нема падавина, јер због благог нагиба раздвојне површине топли ваздух не може да доспе на висину потребну за кондензацију водене паре коју садржи у себи.

Укратко, продирање топлог фронта у хладну област доноси погоршање времена: најпре се појаве облаци (кончасти облаци са поврнутим „запетама“ — предзнак лошег времена), потом настају падавине, магла, смањује се видљивост и на крају наилази топли ваздух и у приземном слоју као појачан суви ветар.

Хладни фронт се ствара на граници судара покретне хладне ваздушне масе, која у виду клина („главе“) подилази испод топлог ваздуха и присиљава га на брзо узлазно кретање (сл. 112). У топлој ваздушној маси настаје нагло кондензација водене паре, стварају се



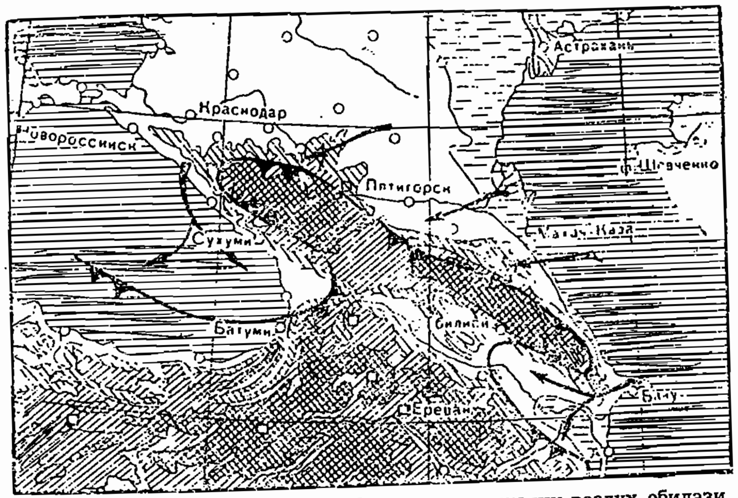
Сл. 112 — Хладни фронт оклузије: хладнији ваздух је сустигао мање хладни а изнад њих се издигао топли ваздух; падавине се излучују из кумулонимбуса (Cb) у ужем појасу а из алтостратуса (As) на ширем (по И. Г. Пчелку)

моћни гомиласти облаци. Они достижу врло велику висину, али им је ширина незнатна — обично 10 до 20 km. Из тих облака излучују се обилне падавине, које су лети често праћене непогодама.

Продор хладног фронта доноси наглу промену времена. Уз кратки налет хладног ветра настаје истовремено нагло образовање облака и

убрзо затим излучивање падавина, које понекад прелазе у провале облака. У хладној ваздушној маси, која потом наилази, влада висок ваздушни притисак и претежно ведро време. Лети се приземни слој ваздуха загреје и издиже у висину, хлади и од кондензоване водене паре образују се слабо развијени кумулуси (Cu humilis) — весници лепог времена (сл. 91).

Високе планине представљају велику препреку кретању ваздушних фронтова. Тако нпр. хладан поларни ваздух није у стању да пређе преко Кавказа као хладан фронт, него га заобилази у Закавказју, како из правца Каспијског, тако и из смера Црног мора (сл. 113).

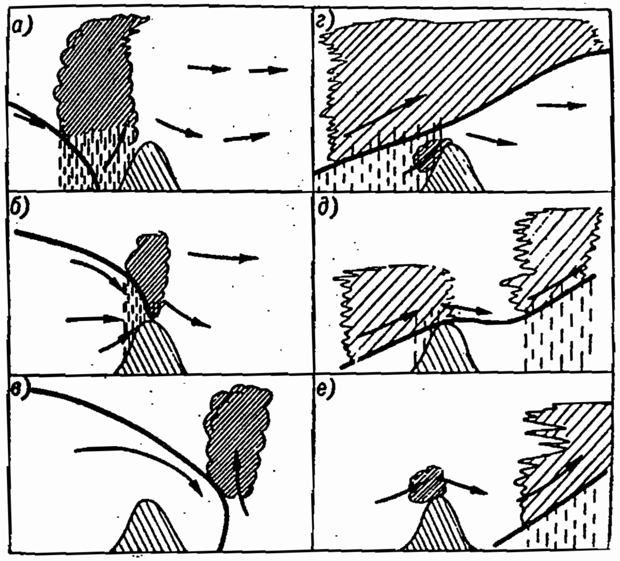


Сл. 113 — Деформација хладног фронта када хладни ваздух обилази Кавказ — изразит пример орографске оклузије (по И. Г. Пчелку)

Најзад се обе гране хладног фронта — каспијска и црноморска — споје у Закавказју у нови хладни фронт, потискујући топли ваздух на Кавказу у висину. Тако образован нови фронт, иза орографске препреке, назива се *орографском оклузијом.*

Ваздушни фронтови прелазе преко средњих и ниских планина, али су при томе облачност и падавине различите на хладном и топлом фронту (сл. 114). Када се *хладни фронт* приближи планинском венцу проширује се појас предфронталних падавина због потискивања топлог ваздуха у висину како пред фронтом, тако и уз наветринску страну планинске падине (сл. 114, а). Приближавањем хладног фронта планини појас падавина се сужава и облачност је омањена (сл. 114, б) због низлазног струјања ваздуха на заветринској падини планине. Пошто хладан ваздух пређе преко планинског венца, поново се формирају облаци и излучују падавине, али на извесном растојању иза планинског венца (сл. 114, в). При прелазу *топлог фронта* преко планинског венца јако се повећава облачност, а падавине се интензивније излучују у широком појасу (сл. 114, г), притискиван топлим ваздухом, хладан се повлачи и издижући уз планину расхлађује, те се због кон-

дензације водене паре и у њему образују мањи облаци. Али, када раздвојна површина дотакне врхове планинског венца (сл. 114, д), облаци се раздвоје: има их мање на наветринској страни, где се излучују слабе падавине; на заветринској страни они се растуре због низлазног струјања ваздуха, а потом опет образују на извесној удаљености иза планинског венца и из њих се такође излучују падавине. Најзад, клин хладног ваздуха испред планинског венца нестаје, на врховима се формирају мањи облаци — без падавина; у заветринској страни планинског венца поново долази до формирања топлог фронта (сл. 114, е), који задржава своја ранија својства, каква је имао испред планина.



Сл. 114 — Шема прелаза хладних (лево) и топлих (десно) ваздушних фронтова преко планина (по И. Г. Пчелку) — објашњења у тексту

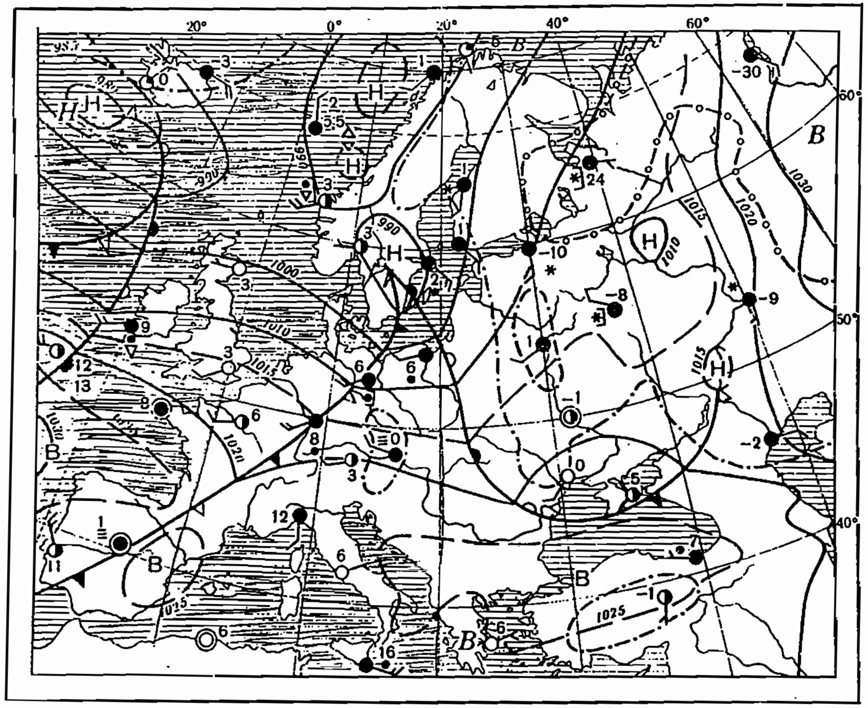
Динарске планине представљају знатну препреку кретању ваздушних фронтова, али се хладан и топао ваздух „преливају" преко планинских венаца. При том се дешавају појаве својствене на топлом односно хладном фронту када они прелазе преко планина.

4. СИНОПТИЧКЕ КАРТЕ

Синоптичке карте[2] (или карте времена) су специјалне географске карте на којима је помоћу цифара и условних знакова приказано стање времена на појединим метеоролошким станицама у 1, 7, 13 или 19 часова по гриничком времену (сл. 115). Оне омогућују дежурном метеорологу-синоптичару да установи положај и порекло ваздушних

[2] Од грчког syn — заједно и optomai — видим, тј. једним погледом обухватити целу (синоптичку) карту.

маса, положај ваздушних фронтова и области са падавинама, као и положај циклона и антициклона. Упоређивањем стања времена на новој и претходним синоптичким картама стручњак уочава правце премештања ваздушних маса и фронтова, циклона и антициклона и *предвиђа* њихове даље правце кретања и трансформација.



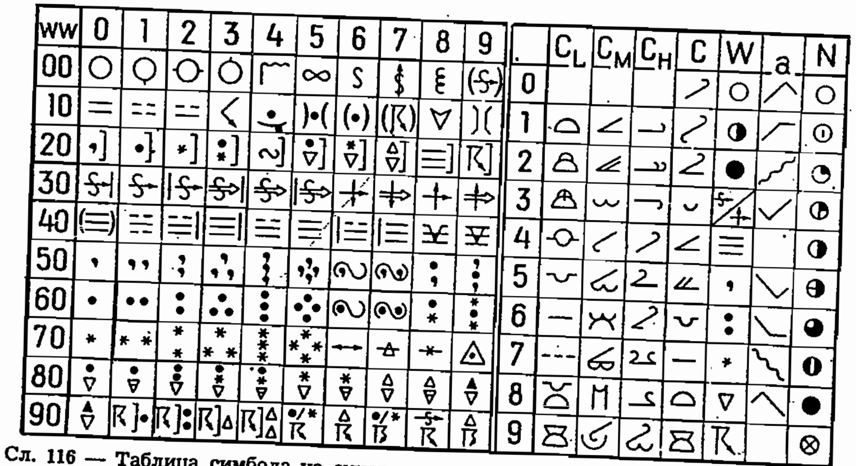
Сл. 115 — Синоптичка карта Европе 1. јануара 1959. године у 0 часова по гриничком времену: први циклон је изнад средње Европе (са центром у јужној Шведској), а други западно од Британских острва; V — висок, а N — ниски ваздушни притисак (по Ј. Блитгену)

Дајући *синоптичку прогнозу* времена за 24 часа унапред, а често и за неколико дана унапред, метеоролошка служба пружа привреди драгоцене податке како да најбоље искористи предстојеће временске прилике. У новије време развија се и тзв. *хидродинамичка метода прогноза* времена помоћу које се унапред добијају и квантитативне вредности температуре и притиска ваздуха за један или више дана.

Према садржају синоптичке карте се деле на *комплексне* и *помоћне*. На првима се наносе сви метеоролошки елементи и појаве (притисак ваздуха, температура, ветар, влажност, облачност и падавине), а на другима поједини метеоролошки елементи, а нарочито измене у барометарском притиску у току последња 3 часа, са циљем да се уочи правац кретања ваздушних маса.

Према величини представљене територије синоптичке карте се деле на три групе: 1. *карте полулопти* (северне и јужне), 2. *основне* — на њима су представљене површине које се простиру по 4—5 хиљада km како у подневачком тако и у упоредничком правцу и 3. *микро-карте* — са мањим површинама (приближно по 1000 km у подневачком и упоредничком правцу). Као *подлога* за израду синоптичких карата у нашој земљи и средњој Европи узима се основна карта на којој су представљене области између 30 и 75° с. ш. и 30° з. д. и 50° и. д., тј. већи део северног Атлантика, мањи део Северног леденог океана, цело европско копно, Средоземно море и Северна Африка. За потребе ваздушног саобраћаја раде се синоптичке карте са гушћом мрежом метеоролошких станица чији резултати мерења и проматрања дају тачан правац кретања ваздушних маса.

Синоптичке карте се састављају на следећи начин. На географској карти су кружићима означени положаји метеоролошких станица, како оних на копну, тако и оних на мору (сталних — бродова-метеоролошких станица, бродова-светионика, светионика на острвима и хридинама, као и положај бродова који саобраћају на сталним поморским линијама). Са тих станица и бродова шаљу се шифровани метеоролошки радиотелеграми[3] централној метеоролошкој установи (код нас Савезни хидрометеоролошки завод, Одељењу прогнозе времена). Примљени радиотелеграми о стању времена одмах се дешифрују и подаци се уносе у карту.



Сл. 116 — Таблица симбола на синоптичким картама (по В. В. Дремљугу и Л. С. Шифрину)

Поред знака сваке метеоролошке станице обавезно се уносе ови подаци: ваздушни притисак, температура, правац и брзина ветра и временско стање. При уписивању ових и других података метеоролог се придржава одређених правила, нпр.: лево од кружића, који представља положај метеоролошке станице, уноси се температура ваздуха, десно је ваздушни притисак, сведен на морски

[3] Сада је у употреби Копенхагенски међународни метеоролошки кодекс за шифроване радиотелеграме, који је усвојен још 1929. године. Такви телеграми омогућују предају и пријем података 14—15 пута брже и исто толико јевтиније него када би се телеграми предавали пуним текстом — описно.

ниво, горе је количина падавина, степен зацрњавања унутрашњости кружића
представља степен наоблачености, стрелица која додирује кружић представља
правац ветра а управне цртице на њој брзину ветра у степенима Бофорове
скале итд. Пошто заврши уношење података са радиотелеграма, метеоролог уцр-
тава на карти изобаре у размацима од 5 mb (што је сасвим довољно за практичне
потребе) у једној боји (а изотерме у другој); потом означава црном оловком поло-
жај и типове ваздушних фронтова. Када све то заврши приступа коначној
анализи синоптичке карте да би дао прогнозу предстојећег времена. И анализа
такве карте врши се одређеним редом. Тако се најпре утврђује да ли су взду-
шне масе стабилне или лабилне, потом уочавају области изнад којих се налазе
тропски и арктички ваздух, затим се ограничавају области у којима се излучују
фронталне падавине и где се могу очекивати у најскорије време итд.

У састављању прогноза времена последњих година све се више користе
подаци метеоролошких сателита. Њихово је преимућство пред другим методама
да за кратко време и у тачним размацима (приближно сваких 100 минута) дају
обавештења о атмосферским процесима и стању топографске површине на целој
планети, укључујући и крајеве где је практично немогуће организовати мрежу
метеоролошких станица. Сателити дају снимке система облачности како на по-
вршини Земље где је обданица, тако исто и на оној где је ноћ. Они шаљу по-
датке о величини радијације Земље и атмосфере; температуре мора, копна и
облака; садржини водене паре у ваздуху; местима са непогодама и др. Најзад,
разрађују се методе одређивања повећане садржине у ваздуху оних материја
које га загађују, што ће омогућити да се добију најпоузданији подаци о глобал-
ном загађивању атмосфере наше планете, али не само ње, него и водених ба-
сена. Експерименти у том смислу учињени из авиона дали су позитивне резултате.
Све то указује да ће информације са метеоролошких сателита у следећим годи-
нама имати много већи значај у прогнозама времена него што је он сада.

5. ВАНТРОПСКИ ЦИКЛОНИ

Постанак и развитак циклона. — Ваздушни фронтови се не пру-
жају праволинијски, него су, најчешће, врло кривудави. Ипак, теориј-
ски се може претпоставити да су хладна и топла ваздушна маса раз-
двојене праволинијским ваздушним фронтом. Обе ваздушне масе кре-
ћу се једнаким брзинама, али у супротним правцима (сл. 117, а). Такав
фронт не би мењао свој положај, тј. он би био стационарни. Међутим,
таквих фронтова практично нема, јер су величина ваздушног притиска
и ветрови различити на супротним странама фронта. Због тога се у
појасу фронта дешавају различити *фронтални поремећаји*.

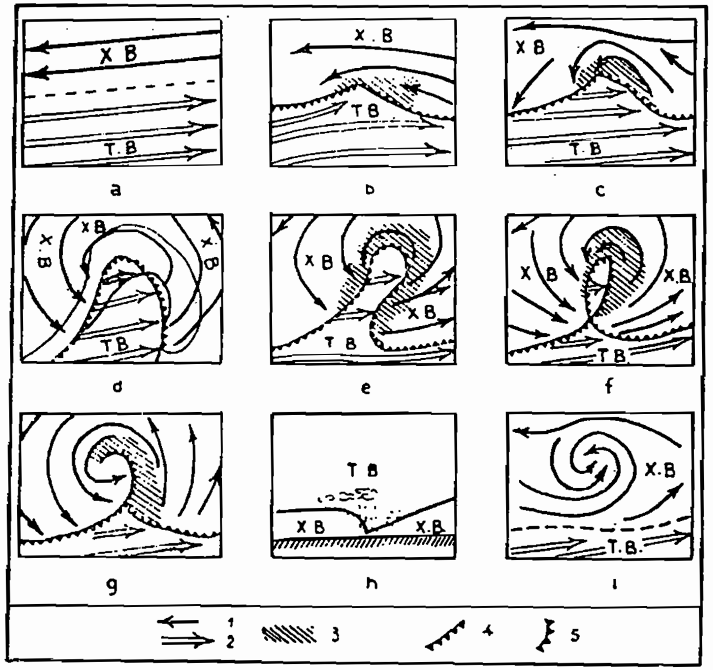
Први облик таквих поремећаја испољава се у виду *фронталног
таласа* (сл. 117, b). Он се не задржава на месту образовања, него се
креће дуж фронта у смеру струјања топлог ваздуха — од запада
ка истоку. Фронтални талас изазива одговарајуће промене временског
стања у крајевима преко којих пролази.

Разликују се две врсте фронталних таласа — *стабилни* и *не-
стабилни*. Први се крећу дуж фронта али им се при томе амплитуда
све више смањује и они убрзо ишчезну. Другима се амплитуда при
кретању дуж фронта све више повећава, масе топлог ваздуха продиру
све дубље међу хладни ваздух, чиме започиње образовање *циклона*.[4]
У развитку циклона разликујемо неколико стадијума.

[4] Термин циклон (од грчког kyklos — круг, кретање према центру круга)
први је употребио Пидингтон 1855. године означавајући њиме тропске вртложне
олује.

1) Амплитуда фронталног таласа повећава се (сл. 117, с) и на ње-
говој предњој страни образује се *топли ваздушни фронт*, док се на
задњој страни формира *хладни ваздушни фронт*. Оба фронта стичу
се у центру циклона, док се између њих налази област са топлим ва-
здухом, тзв. *топли сектор*. Због истоветности ваздушне масе у топлом
сектору изобаре су праве линије, али се дуж фронтова нагло повијају
(сл. 117, d). Циклон се креће дуж изобара топлог сектора.

Топли ваздух у циклону уздиже се изнад хладног, због чега на то-
плом фронту настају падавине слабог интензитета али дужег трајања
и на простору који достиже ширину до 400 km. Међутим, хладне ва-
здушне масе подилазе под топле у топлом сектору, те се на задњој
страни тек формираног *младог циклона* излучују пљусковите пада-
вине али у узаном појасу.



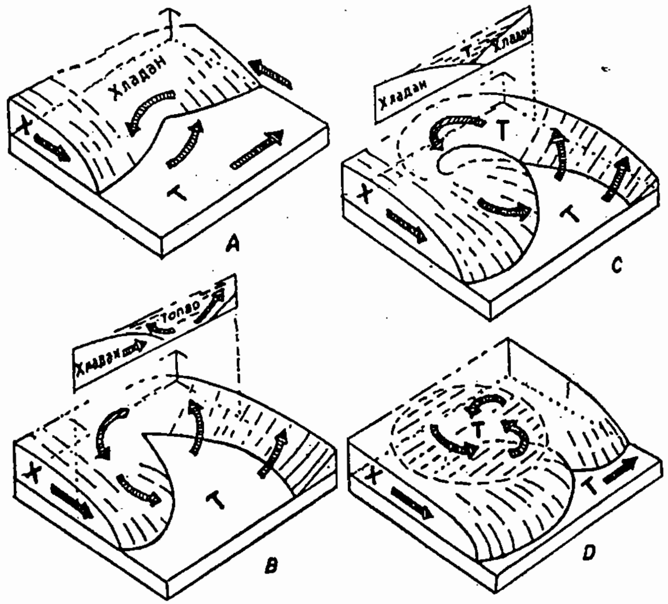
Сл 117 — Шематски приказ развитка циклона (објашњења у тек-
сту): 1 — хладни ваздух (ХВ), 2 — топли ваздух (ТВ), 3 — подручје
са падавинама, 4 — хладни фронт и 5 — топли фронт

2) Амплитуда фронталног таласа повећава се све више, док се
ширина топлог сектора циклона све више сужава (сл. 117, е). Хладни
фронт надире све брже са задње стране таласа и приближава се то-
плом фронту.

3) Када хладни фронт сустигне топли настаје раздвајање топлог
сектора од топле ваздушне масе на југу (сл. 117, f). У овом стадијуму
топли сектор је сведен на минималну површину.

4) Најзад, хладни фронт је сустигао топли на целој дужини (сл. 117, g). Хладне ваздушне масе са предње и задње стране циклона спојиле су се и издигле топли ваздух (сл. 117, h). У овом стадијуму развитка циклона, који је познат под називом *оклузије* (или затварања) циклона, почиње његово слабљење. Око центра циклона, при Земљиној површини, кружи само хладан ваздух (сл. 117, i). Изнад њега се равномерно распоређује топли ваздух, притисци се изједначују и успоставља се равнотежа. Кретање ваздуха се наставља још извесно време због инерције, а потом и оно престаје.

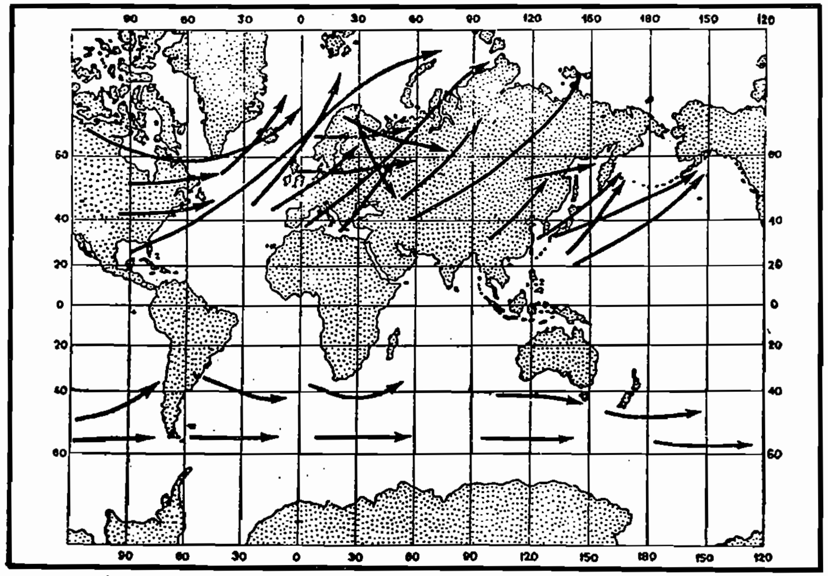
А. Стралер (A. Strahler) је веома успешно приказао графички све фазе развитка вантропског циклона у три димензије (сл. 118). У првој фази (сл. 118, А) хладан ваздух продире ка југу, а топли ка истоку; на раздвојној површини образује се најпре фронтални талас, а потом млад циклон. У другој фази (сл. 118, В) циклон се потпуно развио: хладан ваздух продире ка југу, али и ка истоку, сужавајући топли сектор, на чијем се предњем крају налази топли фронт. У трећој фази (сл. 118, С) хладни ваздух је још више продро ка југу и истоку, сустигао део топлог фронта, сузио топли сектор, образовавши оклузију. У четвртој фази (сл. 118, D) хладни ваздух је продро далеко ка југу, топли сектор је нестао, а топли ваздух у оклузији креће се још неко време под утицајем инерције, да би се најзад и сам трансформисао у хладан ваздух.



Сл. 118 — Развој вантропског циклона (по Стралеру) — објашњења су у тексту

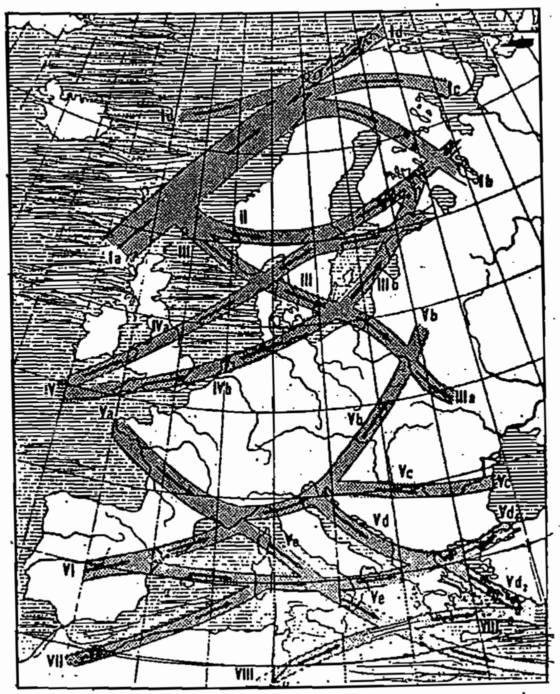
Циклони се ретко јављају усамљени. Најчешће се после првог појављују други, трећи итд. При том се сваки следећи креће нешто јужније од претходног. То се објашњава појавом што затворени или оклудовани циклон постаје саставни део хладног ваздуха, због чега се јужна граница ваздушне масе помера ка југу, а са њом и хладни фронт. Он се зауставља тек у области са стабилним високим притиском. Групу циклона који се крећу један иза другог називамо *низови (породице, фамилије)* или *серије циклона*. Просечно трајање једне серије циклона, од појаве првог па до појаве последњег, износи приближно 5—6 дана. Серије циклона обележавају се редним бројевима почев од 1. јануара сваке године, а поједине циклоне у истој серији словима латинске абецеде. Проучавањем временских стања западне Европе утврђено је да се годишње над њом појави 60—72 серије циклона.

Путање циклона. — Већина циклона долази са северноамеричког континента, нарочито из области која лежи источно од Стеновитих планина — између 40° и 50° с. ш. Њихов највећи број одлази ка североистоку — према Гренланду, Исланду и Шетлендским острвима (сл. 119), а мањи број ка истоку — према Великој Британији и Бискајском заливу, одакле наставља кретање према европском копну (сл. 120), држећи се при томе претежно путања изнад морских површина, а избегавајући копно и планинске крајеве.



Сл. 119 — Главне путање циклона у вантропским областима (по В. В. Дремљугу и Л. С. Шифрину)

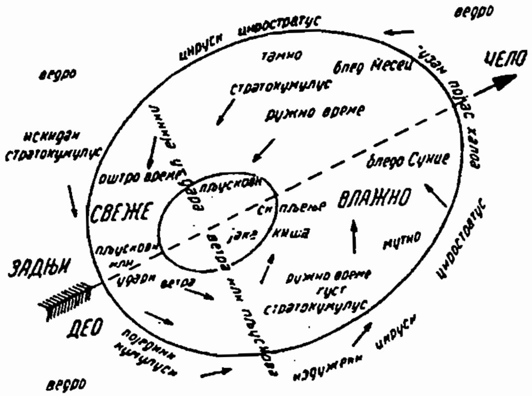
На временске прилике у нашој земљи снажно утичу циклони који долазе из Ђеновског залива. Путање тих циклона рачвају се у Тршћанском и Кварнерском заливу у три путање, које су означене са V_b, V_c и V_d. Прва од њих прелази преко Словеније, пограничних крајева између Аустрије и Мађарске, преко Словачке и иде даље према Варшави. Друга путања — V_c — креће се долином Саве и Дунава према Црном мору. Трећа — V_d — пролази дуж Јадрана и јужних крајева Македоније до Егејског мора и тамо рачва у две нове путање. Изузетно и само за најсеверније крајеве Словеније и Хрватске значајна је и путања IV_b.



Сл. 120 — Циклонске путање изнад Европе у средњим годишњим правцима (по Ван Беберу, Вајкману и другима)

Депресије које се крећу путањама V_b и V_c имају највећи значај за плувиометријски режим у западним, северним и североисточним крајевима Југославије. На првој путањи циклони су најчешћи у мају — 13,0%, а на другој у јуну — 18,5% од укупног годишњег броја циклона. На овим двема путањама циклони условљавају максимум падавина крајем пролећа и почетком лета, док је секундарни максимум њихових пролаза односно падавина крајем јесени. Циклони на путањи V_d условљавају велике количине падавина нарочито крајем јесени и почетком зиме — у новембру и децембру, као и почетком пролећа — у марту.

Временске прилике у циклону приказане су шематски на сл. 121. „На челу депресије, како пише П. Вујевић, око 800 km испред средишта, налази се спољашњи прстен цируса, влакнастог изгледа, који се згушњавају и прелазе у циростратусе на унутрашњој страни чела. Халои се често опажају на овим облацима и стога се сматрају као предзнаци о приближавању депресије. Даље од циростратуса јавља се предео стратокумулуса, који се већ повећавају према средишту, спуштају се и спајају са нимбостратусима у средишном делу депресије. Киша пада обично из дебљих делова алтостратуса и из нимбостратуса, стварног кишног облака. Ветар дува, на северној полулопти, обично са југа до југозапада и на десној страни од чела; ваздух је, услед тога.

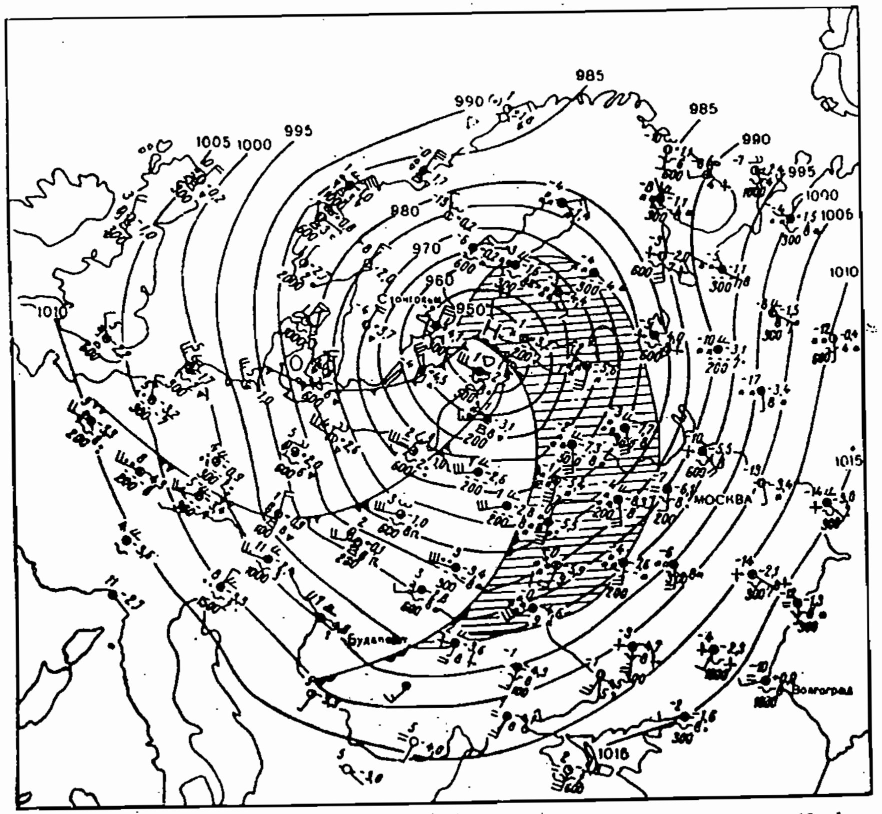


Сл. 121 — Временске прилике у циклону (по Еберкромбију)

често јако влажан и тежак. Ветар је на левој страни од чела већином хладан, нарочито зими кад дува из унутрашњости прехлађеног копна. Хладан источни ветар и постојана јака киша на левој страни чине од ње најнепријатнији део депресије. На задњој страни депресије дувају, углавном, ветрови са северозапада или севера. Ваздух је мање или више нестабилан, јер се при Земљиној површини загрева на свом кретању према нижим и топлијим ширинама; стога се образују кумулуси и кумулонимбуси са пљусковима" (*104*, 372—373).

Зимске депресије су изразитије од летњих. Зими у депресијама ветар може да достигне олујну јачину. Тако је нпр. брзина ветрова у циклону, који је 1. фебруара 1953. године нанео велике материјалне штете Холандији и посредно проузроковао смрт 1780 људи, достизала око 160 km на сат. Ветар је подигао таласе високе до 10 m; они су пробили холандске насипе на око 500 места, па је вода на неким местима продрла до 150 km од мора. Већ 3. фебруара под водом се налазила четвртина Холандије.

На сл. 122 приказана је временска ситуација у циклону од 13. фебруара 1962. године. Он је био веома интензиван: за један дан прошао је растојање од Фарских острва до Финског залива (преко 1.500 km), а притисак у његовом центру био је нижи за 35 mb. Када је почела оклузија, топли сектор обухватао је велики део западне Европе и северозападне крајеве наше земље. Пред топлим фронтом у појасу широком до 500 km падао је снег уз ветар брзине 15—30 m/sec, па је видљивост била мања од 500 m. У близини фронта због повишавања темпе-

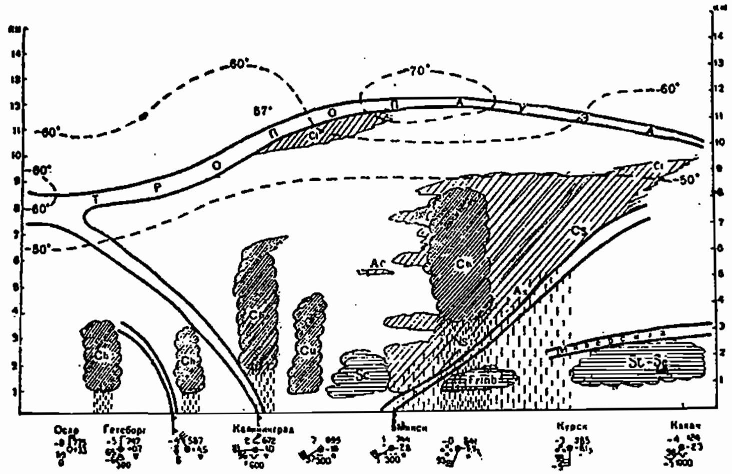


Сл. 122 — Синоптичка карта западне, средње, северне и источне Европе 13. фебруара 1962. године у 3 часа (по И. Г. Пчелку)

ратуре ваздуха до 0° C снег је местимице прелазио у кишу. У топлом сектору температуре су биле између +1 и +3° C; местимично је дошло до пролазног разведравања, а негде је падала киша. Хладни фронт није јаче изражен, јер је температура ваздуха при земљи како у хладном, тако и у топлом скоро подједнака. Али, зато је изразитији секундарни хладни фронт у зачељу циклона, где је продро са севера

хладни арктички ваздух, изазивајући у средњој Шведској пад температуре до —13° C. Ипак, дуж западне обале Скандинавског полуострва, где се ваздух кретао и над топлим огранцима Голфске струје, температура ваздуха је била нешто виша од +1° C (*60,* 189).

На сл. 123. приказан је вертикални профил атмосфере кроз поменути циклон (у 3 часа, 13. фебруара 1962. године), правцем Осло—Гетеборг—Калињинград—Минск—Курск—Калач (на Дону). Он приказује зачеље циклона, топли сектор и чело циклона. У зачељу циклона су гомиласти облаци моћности до 3 km, из којих се излучују падавине. У самом циклону — између Калињинграда и Минска — облачност је веома велика; на хладном фронту су моћни кумулонимбуси из којих се излучује снег. Још већа је облачност на топлом фронту, где се топао ваздух издиже изнад хладног, образујући моћне нимбостратусе и кумулонимбусе, који излучују падавине у појасу широком око 500 km.



Сл. 123 — Вертикални пресек тропосфере кроз циклон — 13. фебруара 1962. године у 3 часа (по И. Г. Пчелку)

У хладној ваздушној маси образовала се инверзија температура при спуштању ваздуха из већих висина; ова инверзија се налази на висини од 2—3 km и испод ње су се образовали стратуси и стратокумулуси. На овом профилу је веома занимљив положај тропопаузе; она је најнижа иза хладног фронта (око 8 km изнад земље), где је дошло до продора хладног арктичког ваздуха, а највиша над топлим сектором циклона (око 11,5 km изнад земље); приближно од линије топлог фронта она се поново снижава. На тај начин тропопауза у циклону има облик таласа; њен највиши део назива се *гребеном таласа* и на њему су најниже температуре у тропосфери, док се најнижи њен део назива *таласном дољом* и у њој су највише температуре у горњим слојевима тропосфере (*60,* 191—193).

6. ТРОПСКИ ЦИКЛОНИ

По областима јављања разликују се *вантропски* и *тропски циклони*. Први се појављују у свим годишњим добима, а највише у хладном добу године. Њихове битне одлике изложене су у од. 5. Тропски циклони се појављују само у летњим месецима и за време смењивања монсуна, а увек су појединачни.

Тропски циклони су познати као разорни вртложни ветрови, који обухватају простор са пречником до 500 km, док у њиховом средишту влада тзв. „простор тишине" са пречником до 45 km и ваздушним притиском који се спуштао до 628,9 mm Hg (у мадагаскарском циклону од фебруара 1889. године). Око „простора тишине" или „ока олује" дувају ветрови са брзинама до 280 km на час. Они круже око средишта циклона, па се и облаци простиру по скоро концентричним круговима (сл. 124). У самом „оку олује" су високи таласи, који долазе

Сл. 124 — Авионски снимак „ока олује" једног херикена са спиралним путањама облака око центра у којем је развијен кумулус (фото: Биро времена САД, Вашингтон)

из разних праваца, сударају се, па су веома опасни и за велике бродове. Због снажних асцендентних струјања ваздуха образују се око „простора тишине" изразито густи кумулонимбуси из којих пада тако јака киша, да се видљивост смањује на свега 20—30 m. Када се „простор тишине" посматра из авиона метеоролошке службе (сл. 124) који лете на висинама од преко 10—12 km или из космичких бродова, онда овај подсећа на огроман бунар, на чијем се дну повремено види усталасано море (сл. 125).

Највећу опасност за људе представљају они тропски циклони који се изненада сруче на неки приморски град или ушће реке. Тада они

изазивају издизање нивоа мора — тзв. „циклонску плиму" — која, са великим таласима, разара зграде у лукама и изазива смрт многих људи. У једној таквој „циклонској плими", која је 1876. године захватила град Калкуту у Индији, изгубило је живот око 200.000 људи. Фебруара 1959. године снажни циклон је захватио долину Мисисипија и изазвао штету од преко 12 милијарди долара.

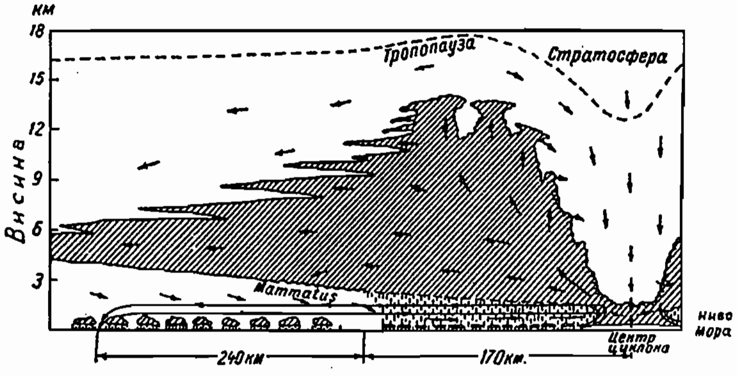
Сл. 125 — Снимак тропског циклона из космичког брода. У центру циклона у „оку олује" види се површина океана. Око њега густи облаци извијени у облику спирале (фото NASA)

У последње време мање је смртних случајева од разорних тропских циклона. Становништво се на време упозорава о њиховом наиласку. У ту сврху веома добро се користе радари, на чијим се екранима

запажа приближавање непогоде (сл. 3). Постоје чак и посебни „метеоролошки роботи" који најављују долазак циклона када је он удаљен од обале и преко 450 km. Ипак најбоља обавештења могу на време да пруже метеоролошки сателити, који са великих висина емитују извештаје о стању времена у областима изнад којих се крећу (сл. 125).

Тропски циклони имају различита локална имена. У северном и западном Пацифику их називају *тајфуни* (сл. 125), а у једном делу централног Пацифика *оркани* или *херикени*, док су у Средњој Америци познати под називом *урагани*. У Индијском океану их називају *циклони*, а око северозападне обале Аустралије *виле-вилис*.

На сл. 126. приказан је вертикални профил кроз тропски циклон са облацима, зоном падавина и правцем дувања ветрова. Ови у „оку олује" имају низлазни смер, па зато у њему нема облака. Међутим, изван „ока олује" они се крећу великом брзином у узлазном смеру, због чега се развијају снажни кумулонимбуси.

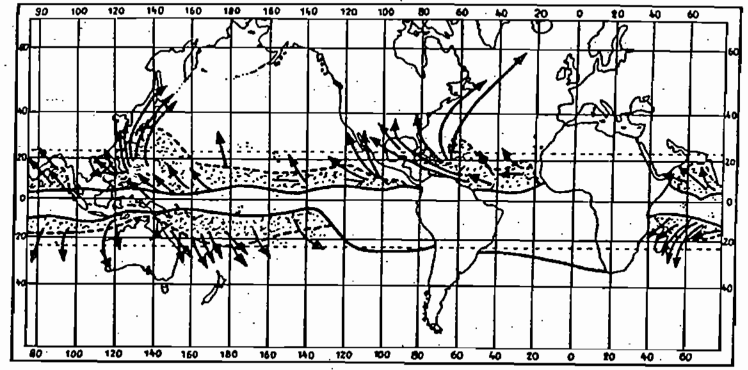


Сл. 126 — Вертикални профил кроз тропски циклон — око центра циклона преовлађује снажно узлазно струјање ваздуха и образовање огромних кумулонимбуса, док је у самом центру низлазно струјање, због чега у њему нема услова за образовање облака (по С. П. Хромову)

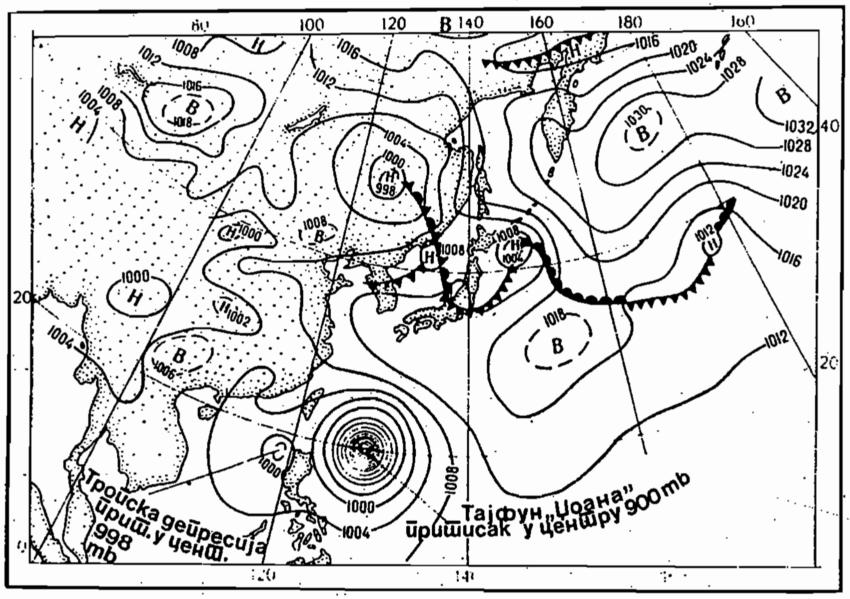
На сл. 127. приказане су извориштне области и путање тропских циклона. Они се појављују у оним тропским рејонима океана, где се тропски фронт највише удаљи од екватора у летњој половини године. То је најчешће појас између 10 и 15° обеју географских ширина — рејон Филипинских острва и Јужно-Кинеског мора, Бенгалског залива и Арапског мора, Карибског мора и Великих Антилских острва на северној полулопти, а рејон Маскаренских острва у Индијском океану и Новохебридских и Самоанских острва у Пацифику на јужној полулопти.

Тропски циклони се уопште не појављују у близини самог екватора, а врло ретко у ширинама нижим од 8—10°. У тропима се тропски циклони крећу брзином око 10—15 km/час. Прелазећи у умерене ширине, око 25—30° г. ш., они мењају правац кретања на северној полулопти ка североистоку, а на јужној ка југоистоку. При том им

се и брзина повећава. У ширинама где мењају смер кретања тропски циклони се сусретну са поларним фронтом. Том приликом топли ваздух тропског циклона образује топли сектор у циклону, који се потом креће још брже. Он скреће ка истоку или североистоку и укључује



Сл. 127 — Изворне области и путање тропских циклона (по Шубарту). У областима између пуних линија нема тропских циклона; они се појављују у појасу између пуних и испрекиданих линија (тачкаста површина), а крећу се путањама означеним стрелицама

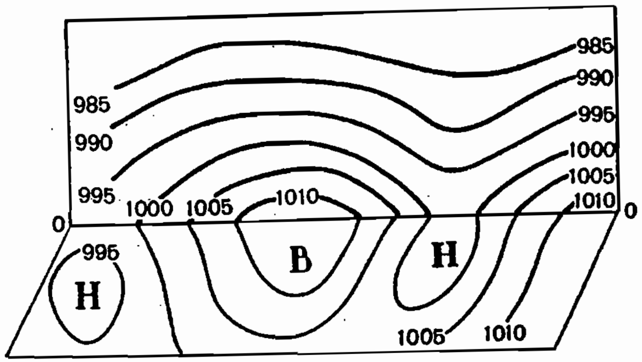


Сл. 128 — Тропски циклони на северној полулопти имају женска имена — такав је и тајфун „Џоана". Карта показује стање у 15 часова 28. августа 1959. године. Густе изобаре ка центру циклона указују на ураганске брзине ветра, који је изазвао велика разарања на свом путу. У Јапанском мору и источно од Јапана два развијена вантропска циклона (по Х. П. Погосјан и З. Л. Туркети)

у серију вантропских циклона на поларном фронту, дуж северне периферије субтропског антициклона. Слична регенерација тропских циклона је и на јужној полулопти. Тропски циклони су релативно ретки; годишње се појави око 50 таквих циклона, од чега око 20 на Далеком Истоку (сл. 128).

7. АНТИЦИКЛОНИ И ВРЕМЕНСКА СТАЊА У ЊИМА

Антициклон је потпуно супротан циклону. То је област са повишеним ваздушним притиском, са затвореним изобарама и максималним притиском у центру (сл. 129). Због незнатних хоризонталних бариметарских градијената у антициклону дувају слаби ветрови, чија се брзина повећава са удаљавањем од средишта антициклона. Правац ветрова у антициклону је супротан смеру ветрова у циклону.



Сл. 129 — Нагиб изобарских површина и њихов пресек са Земљином површином; В — висок и Н — низак ваздушни притисак (по И. Г. Пчелку)

Типови антициклона и њихов постанак. — Разликују се 4 типа антициклона.

1. Покретни антициклон који се креће дуж ваздушног фронта између појединих циклона или узастопних циклона једне њихове серије. Образује се у хладном ваздуху, иза хладног фронта. У западном делу антициклона, где ваздух долази са југа, температуре су више него у његовом источном делу, који добија хладнији ваздух из виших ширина.

2. Покретни антициклон на крају циклонске серије, знатно већи од првог, који се помера претежно у подневачком правцу и може да се претвори у тзв. квазистационарни антициклон или да се споји са њим.

Прве две врсте антициклона крећу се брзином од 30—40 km/час претежно од запада према истоку, са слабијом или јачом компонентом скретања према југу. У нижим ширинама њихове хладне ваздушне

масе се постепено трансформишу, па се тако образују развијени субтропски антициклони.

3. Квазистационарни антициклони субтропских ширина су динамичког порекла. Попуњавају се масама тропског ваздуха. Због тога је ваздух у њима топао не само при Земљиној површини него и на већим висинама.

4. Квазистационарни антициклони вантропских ширина су термичког порекла. Они се изразито развијају зими у прехлађеној поларној и арктичкој области. Из ових антициклона долазе у јужније крајеве хладни таласи поларног и арктичког ваздуха.

Ваздух у тропосфери због постојања топлих квазистационарних антициклона топлији је у антициклонима у Европи за 7° C него у циклонима. Тропопауза је у развијеним антициклонима издигнута у виду куполе и око 2 km више од њеног средњег положаја, док је температура ваздуха у најнижим деловима стратосфере нижа од просечне.

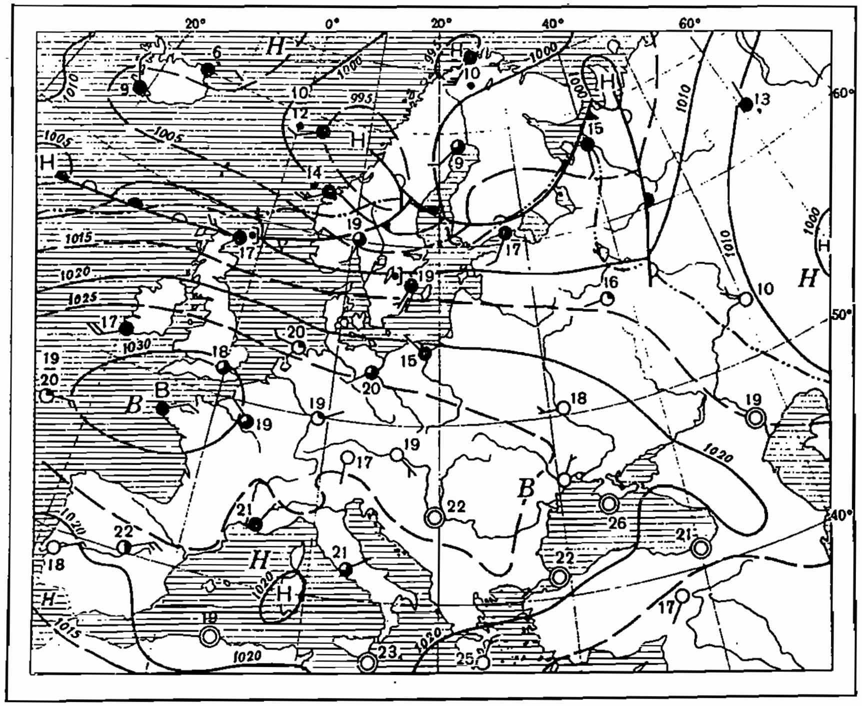
Временске прилике у антициклону. — Обично се сматра да је у антициклону увек лепо време, али није тако. По временским приликама антициклони могу да се поделе у две групе. У првима, који су чешћи лети, време је ведро, а у другима, карактеристичним за зимски период, оно је претежно облачно.

З и м и се развијају постојани антициклони. Рефлектујући највећи део Сунчевог зрачења, снег посредно утиче на снижавање температуре ваздуха и повишавање притиска у антициклону. Ваздух је сув, а време у почетку ведро. Али, пошто су ноћи знатно дуже од дана, израчивање је веће од инсолације, те је температура ваздуха све нижа, чиме се повећава стабилност ваздушних слојева и самог антициклона. У току ноћи може доћи до кондензације водене паре у приземним слојевима и до формирања радијационе магле. Понекад Сунце растури овакву маглу, али се она касније одржава и у току дана, утичући тиме на снижавање и дневних температура ваздуха. Због силазног струјања ваздуха у антициклону и динамичког загревања ваздуха, образује се на извесној висини инверзија компресије. Ваздух у њој је топлији од нижег, који се расхладио од подлоге. Испод инверзионог слоја образоваће се облаци — углавном стратуси — те ће у антициклону настати тмурно и хладно време, које у унутрашњости континената (нпр. у сибирском антициклону) може да потраје по више седмица. За то време изнад релативно танких облака Сунце сија током целог дана, па су температуре виших слојева ваздуха, непосредно изнад инверзионог, за неколико степени више од приземног ваздуха.

Азорски (субтропски) антициклон има највећи значај за временске прилике у западној и јужној Европи. Од њега се повремено одвајају дугачки „клинови“ или тзв. азорска „језгра“ високог притиска. Они продиру на исток до Карпата, условљавајући претежно лепо и топло време.

Л е т и се у антициклону (сл. 130) при почетном ведром небу, ваздух све више загрева јер је обданица дужа од ноћи и инсолација је већа од израчивања топлоте. Зато су температуре ваздуха све више и у атмосфери влада лабилно стање равнотеже — појављују се локална узлазна струјања прегрејаног ваздуха па се образују кумулуси и

кумулонимбуси. Из њих се излучују падавине, каткад у виду града, који често причињава велике штете пољопривреди. У крајевима који се штите од града благовременим и систематским испаљивањима противградних ракета штете су минималне или их уопште нема. Суштина одбране се своди на достављање мање количине сухог леда у расхлађени облак[5]; суви лед убрзава кристализацију и изазива падавине, тако



Сл. 130 — Временска ситуација у летњем циклону над делом западне Европе и у средњој Европи у 00 часова 25. августа 1959. године (из Ј. Блитгена)

да се спречава образовање градоносних облака. Служба противградне заштите (осматрачнице са употребом метеоролошких радара, батерије противградних ракета и средства за везу) у Југославији је све ефикаснија, а штићене површине се све више повећавају.

У време непогода појаве се каткад и локалне олује и вихори. Међу последњима најпознатији су *торнади*.

[5] За кристализацију 1 km³ расхлађених облака довољно је до 200 грама сухог леда (CO_2) или само десетак грама сребра-јодида (AgJ). Температура сухог леда је —80°C. Само један грам расејаног сухог леда образује око 10^{15} (десет милиона милијарди) ледених кристалића, који служе као кондензациона језгра за капљице кише. Падавине се излучују из ниских облака, па се на тај начин спречава да се они претворе у градоносне облаке. Најбоље резултате даје употреба сребра-јодида (AgJ) и олова-јодида (PbJ).

Торнадо је „врло јак ветар са приближно вертикалном, али чешће искошеном осом, са пречником од неколико десетина метара. Ваздушни притисак у торнаду је веома низак. Торнадо има изглед облачног стуба (сл. 131); он се често спушта у виду левка из ниске базе гомиластокишног облака, а у сусрет њему са земље се издиже други левак од капљица и прашине и спаја се са првим. Најужи део стуба је у средини. Из једног облака може истовремено да се спусти неколико левака, али су они тада малог пречника . . . Торнадо изазива катастрофална рушења, некад и са људским жртвама, док у близини њиховог пролаза може бити потпуна тишина. Вртложно кретање торнада може бити како у смеру тако и против кретања казаљке на сату . . ." (*74*, 463). Најчешћи су у САД. Појављују се у близини ваздушних фронтова и већином између 14 и 20 часова. Нестају после приближно 350 km пређеног пута, остављајући на целој дужини узани појас опустошених шума, порушених кровова па и зграда . . . Оваква појава на морима назива се *водена пијавица* (tromba marina); оне се појављују на језерима па чак и на рекама. Забележени су многи случајеви да су после проласка торнада из облака падале жабице, рибице, рачићи, па чак и сребрни новац.

Сл. 131 — Типична труба (сурла или левак) при појави торнада

Торнадо се састоји из три дела: 1. хоризонталних вртлога у облаку (из којег ће се појавити левак); 2. левка — једног или више; 3. других вртлога који образују тзв. каскаду и „футролу".

Левак је најважнији део торнада. Састоји се од спиралног вртлога ваздуха, који се креће огромном брзином. Пошто се ваздух увек помеша или са прашином и капљицама, или само капљицама, левак постаје видљив. По својој грађи левак је сличан тропском циклону, али је знатно мањи. Док је у тропском циклону простор око којег се вртложно креће ваздух широк и до 80 km, дотле је у торнаду ова ширина само неколико метара, а изузетно до 1.600 m.

Вртећи се огромном брзином око осе левка, ваздух измешан са капљицама воде и прашином образује тзв. *зидове* торнада — његов најразорнији део. Понекад су ти зидови потпуно глатки, а каткад су нејасно ограничени. Њихову дебљину није нико измерио, јер се ваздух у зидовима торнада креће брзином каткад већом од звука (332 m/s или 1.200 km/час). То су утврдили специјалисти за отпорност материјала према искривљеним и раздробљеним предметима односно неким појавама запаженим после проласка торнада, као што је нпр. палма пробијена даском, даска забијена у зид куће, затим преврнути вагони-цистерне, аутомобили које је торнадо „преместио" на удаљеност од неколико стотина метара, па чак и померање моста тешког 108 тона код града Ирвинга у САД (*56*, 335).

Када се левак спусти на водену површину, онда он усисава воду, подиже је до извесне висине, а затим она пада образујући *каскаду*. Таква појава забележена је једном и на реци Рајни. Понекад се око водених пијавица образује на извесном растојању други тањи левак, који се назива „футрола" и чији је постанак прилично нејасан.

Ваздух у торнаду креће се одоздо навише по спирали брзином 100—200 m/sec па и више. Разни предмети, животиње па и људи издижу се снажним вртложним струјањем у зидовима левка, док је његова унутрашњост обично без икаквих предмета. Предмети које торнадо „усиса" падају увек споља а никада у његову унутрашњост, што су потврдили многи очевидци, преко којих је прешао левак. Неки су изјавили да су при том чули шум „као да је летело десетак милиона пчела" (*56*, 204), док су други чули само шум или видели муњу која је летела са једне на другу страну зидова левка.

При проласку левка торнада преко зграда догађа се да неке од њих „експлодирају". Та појава објашњава се нормалним ваздушним притиском у згради и врло ниским у левку торнада. Због тога унутрашњи ваздушни притисак у зградама избацује напоље врата, рамове прозора, па чак и руши поједине зидове. Али, ако на град наиђе водена пијавица, онда се из ње оруче хиљаде тона воде, која руши чак и врло јаке зграде, као да су од карата. То се управо догодило са францускимградом Монвил (у близини Руана) 19. августа 1845. године (*56*, 290).

Заједно са водом падају на земљу и различити предмети и животиње.

Људи у торнаду. — Забележени су многи случајеви када је торнадо носио људе на мања или већа растојања. Навешћемо неке примере.

У Канзасу 30. маја 1879. год. торнадо је налетео на породицу неког фармера. Снажан ваздушни вртлог је подигао оца и најмање дете и бацио их 150 m даље, где су одмах издахнули. Ветар је носио мајку 75 m и она је налетела на стабло и разбила лобању. Осмогодишња девојчица је нађена мртва 50 m даље, док је млађа сестра остала у животу мада је „летела" око 80 m. Остао је у животу и дечак, који је после „лета" од 45 m налетео на пласт сена, што показује да га је ветар дигао само 2—3 m. Истог дана у близини страдала је потпуно породица другог фармера. Забележен је и фантастичан случај: торнадо је подигао човека и после неколико десетина метара спустио на земљу, ваљао га по њој, опет подигао и поново спустио и ваљао; човек је остао неповређен, али дуго није могао да се поврати од шока (*56*, 345).

Према подацима Т. Г. Шипмана (T. G. Shipman) највероватнији случај се догодио 12. априла 1927. год. када је торнадо подигао дете, носио га и после 4,5 km спустио на земљу; оно је било само изгребано. Исти торнадо подигао је

и неку жену, носио је око 10 минута и бацио на земљу на 11 km даљине; она је нађена мртва. Тај невероватни случај описан је у месечном метеоролошком часопису САД (Month. Weath. Rev., vol. 55, p. 184 — Washington, 1927).

Запажено је да жене више страдају у торнаду. То се објашњава чињеницом да њихова одећа пружа већи отпор кретању ваздуха, него што то чини одећа мушкараца.

Рибе и животиње у торнаду. — Када водена пијавица пређе преко реке, језера или мора онда она заједно са водом понесе у висину и животиње у њој: рибе, ракове и жабе. Касније оне падају из облака, изазивајући велики страх у сујеверних људи. Обично су то мале животињице, али је 1907. год. из облака пала риба тешка 16 kg, коју је водена пијавица донела из језера удаљеног око 20 km (*56*, 349). Једном су у Сингапуру Малајци и Кинези сакупљали у корпама рибе које су „пале са неба", а биле дугачке 25—30 cm и живе.

Киша са рибом догодила се и у нашој земљи: у ноћи између 22. и 23. јула 1892. год. у Бијељини уз јак ветар и кишу падале су на земљу живе рибице. У кишомеру метеоролошке станице нађене су две живе рибице, које су пливале по кишници (*56*, 355).

Кише са рибама из водених пијавица су типичне за средње географске ширине. Оне су забележене 35 пута у Европи, по 13 пута у САД и Индији, 7 пута у Аустралији итд.

Међу многим белешкама о „лету" животиња у торнаду најневероватнија је она о ирвингској крави. Наиме, 30. маја 1879. год. торнадо је налетео на мало насеље Ирвинг у северном Канзасу. Са једне фарме он је подигао привезану краву и она је нестала у облаку. Ускоро је сва замазана блатом дошла на другу фарму, на супротној страни долине. Утврђено је да је она пала у блато потока, пошто је „пролетела" око 100 m. Али, торнадо ју је поново захватио, „пренео" преко шуме са дрвећем високим 9—18 m и после 700 m спустио неповређену на земљу, где су је и нашли. Нажалост, нико није видео „лет" краве изнад шуме, али се то заиста догодило, јер између потока и места где је она нађена, шума је толико густа да она кроз њу није могла проћи (*56*, 302).

Из многих пијавица падале су жабе. Прва таква киша забележена је 200. год. пре наше ере у Грчкој, а потом тек 1345. год. у Алзасу (*56*, 472). У Версају киша са жабама у јуну 1833. год. трајала је десетак минута и по казивању очевидаца „жаба је било више него кишних капи" (*56*, 357). На град Вустер (Worcester) у Енглеској 28. маја 1881. год. из облака су два часа падале јестиве морске шкољке дужине 2—3 cm, иако тај град лежи 160 km од западне обале Енглеске. Мештани су тада покупили око пола тоне тих шкољки. Много су ређе поред морских обала кише са раковима, мада су неки ракови падали из облака и у местима удаљеним до 55 km од мора (*56*, 351).

Предмети у торнаду. — Без обзира колико био јак, торнадо не преноси далеко тешке предмете. Подигао је и оборио у воду тешки гвоздени мост, али је вагон са 117 путника „летео" око 25 m. Католичку цркву са 50 верника у њој помакао је „само" 4 m (*56*, 347). Међутим, мале предмете носи врло далеко. Једна признаница и чек нађени су на земљи после 120 односно 136 km „лета". Питање је само да ли их је носио левак торнада или његов облак, из којег су касније пали. Такво премештање различитих предмета на већа растојања називају „транспортом торнада".

Торнадо „усисава" разне предмете, који потом падају на земљу, изазивајући неверицу очевидаца. Једном су становници неког шпанског села били запрепашћени, када их је из тамног облака засула пшеница. У Немачкој су из облака падале гране, чак прилично дебеле, па су од њих настале праве гомиле. У Швајцарској је торнадо подигао рубље са конопца и установљено је да је оно попадало на растојању од 30—50 km и око 16 km лево од правца којим је прошао левак. То значи да је рубље доспело високо у облак, а затим летело са њим и најзад пало. Ипак, најинтересантнија киша забележена је у селу Мешћери у Горковској области СССР 17. јуна 1940. год. после проласка торнада. Из облака је пало мноштво сребрњака искованих крајем XVI века! Ученици су радосно сакупили око 1.000 сребрњака. Очигледно је да је левак торнада захватио плитко закопане сребрњаке, подигао их високо, тако да су они затим падали из облака (*56*, 359).

Водене пијавице на Јадранском мору појаве се просечно 6 пута годишње и најчешће су у октобру и новембру. Трају од неколико минута до једног часа. Понекад их је било и више: 1956. год. на западној обали Истре појавило их се

одједном пет! Најчешће оне почну и заврше се изнад мора, а ретко изнад копна. Познато је да је 20. септембра 1872. год. водена пијавица опустошила мањи део Ријеке, а 19. фебруара 1955. год. у Ровињу је подигла чамац дуг неколико метара и бацила 15 m од обале. Тада је почупано и око 30 стабала, али људских жртава није било.

8. НЕПОГОДЕ И ЊИХОВ ГЕОГРАФСКИ РАСПОРЕД

Непогоде су нагла погоршања времена, за чијег трајања се излуче обилне падавине, праћене електричним пражњењима облака, односно појавом муња. Све до 1956. год. непогоде су откриване визуелним посматрањима на метеоролошким станицама, као и слухом — јер се звук грома простире до 18 km удаљености од места додира муње и земље. У току последње две деценије на метеоролошким станицама непогоде се региструју уз помоћ апарата *„бројача муња"*, али само оних које доспеју до земље.

Атмосферски електрицитет. — Процес образовања електрицитета у олујним облацима веома је сложен и то је предмет проучавања физике атмосфере. Напоменимо само да су лабораторијумски опити показали да када водене капи са незнатним количинама примеса падају на комадиће леда, онда оне добијају позитивни, а лед негативни набој.

Такав процес, али знатно сложенији и у огромним размерама, догађа се у олујним облацима. Они имају у бази већином негативан, а у вишим деловима позитивни набој, мада то није опште правило. Наиме, осматрањем је утврђено да око 5% облака имају супротан електрични набој. Најзад, има и таквих облака, који имају три зоне набоја: позитиван у највишим деловима облака, негативан у средини и позитиван у бази облака (57, 81).

Када је у бази облака негативан набој, тада се према њему, на земљишту концентрише позитивни електрични набој. У супротном случају, када база облака има позитивни набој, на земљишту испод облака концентрисаће се њему својствени негативни набој, али још више повећан. Та област индукованих набоја креће се по Земљиној површини као „електрична сенка" олујног облака изнад ње. Муња се појављује тек када разлика електричног потенцијала између олујног облака и земљишта достигне 1—3 милијарди волти и тада ваздух није у стању да спречи делимично или потпуно електрично пражњење облака.

Удар муње се не догађа тренутно. Продор јона кроз „стазу" зауставља се приближно на сваких 30 m, да би се после задржавања од неколико милионитих делова секунде поново продужио ка земљи, где се пак концентрише супротни електрицитет. Електрични набој на земљи постаје толико велики, да се на предметима који се издижу високо изнад терена (зграде, торњеви, дрвеће) појављује „стаза" јона усмерених ка облаку. Најзад, када се обе „стазе" („стримери") споје настаје муња односно електрични удар из облака, који достиже брзину од око 100.000 km/sec. Тада се осветли и „стаза" односно канал муње. Његов пречник је најчешће 2,5—10 cm, док температура у каналу достиже до 30.000° C, због чега муња има најчешће белу боју. Истина, када се у ваздуху налази доста прашине муња има жуту, па чак и црвену боју;

само изузетно ретко појављују се муње љубичасте или зеленкасте боје (57, 85).

Треба истаћи да се 65% појава муња дешава у облацима, ређе између облака и земље, а само изузетно између земље и облака (*12*, 367).

Дужина муња између облака је веома велика — до 32 km, док је једном фотографисана муња дужине 48 km (57, 85). Ту појаву, електрично пражњење у облацима, наш народ назива севањем (муња).

Дужина муње између облака и земље је знатно краћа него између облака. Она обично није већа од 1,5 km, док при непогодама у високим планинама може да се скрати до 100 m (57, 85).

Повреде од муње настају из више узрока. *Удар збијеног ваздуха*, који се чује као гром, може да повреди човека на растојању од неколико метара. *Електрични удар* изазива скоро тренутно скупљање крвних судова и срца, па ипак, ако у повређеном постоји најмањи знак живота, треба му помоћи вештачким дисањем које враћа крв ка срцу.

Познато је да је у време непогода најбезопасније бити у згради, али у просторијама треба избегавати непосредну близину димњака, пећи, радијатора и електроинсталација. Унутрашњост потпуно затворених аутомобила је безопасно место, јер муња прелази површином каросерије и одлази у земљу. Слична је појава и са авионима, као и металним бродовима (ако су људи у унутрашњим просторијама). Муња понекад падне и на површину воде, па том приликом пливачи добијају шок.

Заштита од муње је једино ефикасна правилним постављањем громобрана на вишим зградама и торњевима. У велики облакодер у Њујорку — Емпајер Стејтс Билдинг — муње су ударале безброј пута, али је метална конструкција проводила електрични ток сасвим сигурно. Коришћењем громобрана спречено је најмање 90% пожара које су изазивале муње. У средњем веку људи су на различите начине покушавали да се заштите од грома. Тако су војници гађали облаке стрелама, а касније су у време непогода звонила звона. Пошто су звонаре по правилу биле највише зграде у тадашњим насељима, дешавало се да баш у њих ударају муње. У Немачкој је од 1750—1780. год. погинуло од муње преко 100 звонара (57, 88).

Атмосферски електрицитет се запажа, сем муња, још у неколико других облика. Постоје својеврсне муње у облику лопте пречника око 50 cm, а изузетно до 1,8 m; оне имају белу, црвену, жуту или плавичасту боју. Постоје од неколико секунди до неколико минута. Лоптаста муња плови по ваздуху или се котрља по земљишту одскакујући по мало. Она може да уђе кроз отворене прозоре или врата, односно кроз димњак и да експлодира у просторијама; при томе долази до рушења зидова или димњака, па и смртних случајева. Лоптаста муња је још увек недовољно проучена (57, 92). Пред непогоду се дешава да се на врховима громобрана, копљима за заставе и високом дрвећу, као и на катаркама бродова и других високих предмета појави жута светлост, позната под именом „ватре св. Елма". То је тихо пражњење електрицитета, видљиво углавном ноћу. После проласка максимума непогоде у Алпима се „ватра св. Елма" појављује око глава људи у облику светлог круга, а у западним државама САД се појављује таква светлост и на врховима рогова бивола (57, 92). Најзад, муње се појављују у зидовима торнада, у прашинастим бурама изнад Сахаре и Арабије, као и при ерупцијама вулкана. Оне настају због међусобног трења честица које носе торнадо односно прашинаста бура, а изнад вулкана од трења прашине и пепела.

Наука још увек није успела да искористи атмосферски електрицитет. Муња средње јачине садржи толико енергије, која би била до-

вољна да у току 1 часа снабдева електричном енергијом више хиљада телевизора или да упали 600.000 сијалица по 60 вати (57, 84).

Географски распоред непогода. — Према начину настанка разликују се две врсте непогода — термичке и фронталне.

Т е р м и ч к е н е п о г о д е су последица летње прегрејаности ваздуха, његовог наглог издизања, хлађења, појаве кондензације водене паре и обилног излучивања кише и града, праћених електричним пражњењем облака односно појавом муња. Овакве појаве не трају дуго, јер су локалне природе и дешавају се у одређеној ваздушној маси, изван утицаја процеса карактеристичних за ваздушне фронтове. Одмах по престанку термичких непогода успоставља се претходно лепо време.

Термичке непогоде се појављују у летњој половини године и њихова учесталост се нагло повећава после 11 часова, а достиже максимум око 15 часова. Запажено је да су летње термичке непогоде у умереним климатским областима чешће у влажним и мочварним низијама. У тропском појасу оне су свакодневна поподневна појава (најчешће између 14 и 16 часова), мада се у неким крајевима појављују као закаснеле ноћне непогоде — нпр. у планинским крајевима Етиопије, што је очигледно последица утицаја рељефа. Најзад, на тропским морима највише непогода појављује се ноћу.

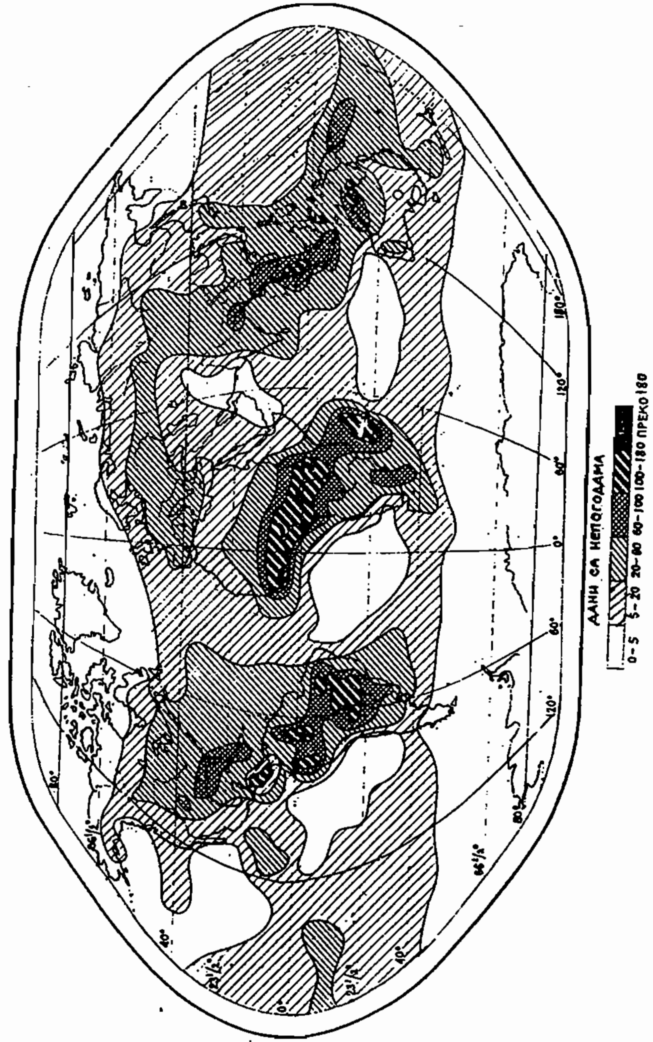
Термичке непогоде, изазване искључиво силним загревањем ваздуха, веома су ретке појаве — свега 1,5% од укупног броја непогода забележених у Немачкој (*12*, 370). Знатно су чешће појаве непогода насталих у вишим слојевима тропосфере при конвективно-адвективним процесима у ваздуху.

Ф р о н т а л н е н е п о г о д е се дешавају на ваздушним фронтовима, односно на додиру различитих ваздушних маса. Оне су изразитије на хладном фронту, где је нагла смена времена праћена најпре јаким ветром, а одмах затим обилним падавинама, које не трају дуго, да би се после њиховог престанка брзо повисио ваздушни притисак и снизила температура. То је сасвим разумљиво ако се има у виду стварни облик масе хладног ваздуха која продире у топлу област; она нема облик танког положеног клина, како се раније сматрало, него, због великог трења о неравну подлогу, облик тупог клина или тзв. „главе" (сл. 131). Она нагло потискује топли ваздух навише, унапред и унатраг. Због тога се на хладном фронту и догађају жестоке непогоде.

На топлом фронту непогоде су знатно слабије од оних на хладном. Овим непогодама претходи појава перјасто-праменастих облака у виду „зареза", а затим све нижих и гушћих облака, да би се из ниских кишно-слојевитих облака излучиле мање интензивне падавине него на хладном фронту, али са дужим трајањем. Оне су такође праћене појавом муња, али нешто мање честине него у непогодама на хладном фронту. После проласка топлог фронта настаје топло и ведро или умерено облачно време.

Фронталне непогоде су знатно распрострањеније од термичких, али их никада нема у тропском појасу. Оне немају временску правилност у појављивању као што је случај са термичким непогодама. Напротив, оне се могу појавити како у току обданице, тако и ноћи, што зависи само од времена проласка ваздушног фронта кроз одређено место.

Географски распоред непогода проучавало је више метеоролога и климатолога. При томе је дошло до великих разлика у броју непогода које се дешавају у току једног дана на целој површини наше планете. Ј. Б л и т г е н наводи да се на Земљи сваког часа дешава око 3.000 непогода са укупно око 100 хиљада муња. По Е. К и л и н с к о м (E. Kilinsky, 1958.) сваког часа на Земљи протиче око 1.800 непогода и просечно са 100 муња у секунди (по *12*, 367). Међутим, К. О р указује



Сл. 132 — Годишњи број дана са непогодама на Земљиној површини (по подацима Светске метеоролошке организације — 1950. година)

сасвим друге бројке — сваког часа се догађа 6—8 хиљада непогода, које трају просечно око 1 час; у току дана на Земљи се догоди до 200.000 непогода, праћених сваког часа са преко 300.000 муња (57, 78). Толике разлике у броју непогода сведоче да оне још нису довољно проучене.

Светска метеоролошка организација објавила је 1950. год. „Годишњак" броја дана са непогодама на Земљи (сл. 132). При том је усвојено да се у случају да једна непогода почне једног дана, а завршава се иза поноћи следећег датума, таква непогода третира као једна (а не две због два датума) и да се она ставља у дан односно датум када је започела.

Број дана са непогодама на океанима углавном се смањује од полутарских области ка поларним. Међутим, такве релативне правилности нема на копну, јер су у умереном климатском појасу непогоде чешће него изнад степа и пустиња у субтропском појасу. Из тога проистиче закључак да су појаве непогода најчешће у топлим и влажним областима, док су у сувим врло ретке.

Највећи број дана са непогодама — преко 200 годишње — забележен је у тропском појасу и то у Амазонији, у земљама дуж северног приморја Гвинејског залива и сливу Заира (Конго) и око Зондског мореуза, односно на западној Јави и југоисточној Суматри. Велики број дана са непогодама имају још јужни Бразил, Мадагаскар, приморје Средње Америке (највише Панама, Костарика и Никарагва) и Бангладеш — више од 100 дана годишње. Очигледно је да је толика учесталост појава непогода условљена пре свега топлим морима и летњим циклонским ваздушним струјањима из екваторијалне области — односно појавом летњих слабих западних ветрова у екваторијалном појасу и летњих монсуна.

Нека места су позната по великом броју дана са непогодама. Просечно у једној години највише дана са непогодама имају: Гондар (јужна Етиопија) 230, Бизмарксбург (унутрашњост Тогуа) 168, Бојтензорх (острво Јава) 167 итд. У литератури се још увек наводи да највећи годишњи број дана са непогодама има планина Богор изнад Џакарте — 322; међутим, то је само просек осматрања за 4 године, па се ти подаци не могу уопштавати.

Насупрот таквим местима има крајева где непогоде нису забележене деценијама (пустиња Атакама у Чилеу, неки крајеви Саудијске Арабије и поларне области). Оне су такође ретке у источним суптропским деловима океана, тј. у крајевима где су изразитији климатски утицаји хладних морских струја. Истина, то су истовремено и они делови сва три океана по којима плови мало бродова (изван уобичајених морских рута), па се релативно мали број дана са непогодама у току једне године може објаснити и недовољним подацима осматрања.

У Европи највише дана са непогодама имају планинске области. Њихов број достиже у Алпима до 40, у Динарским планинама 20—43 и на Карпатима и Кавказу по 35 дана годишње итд. У равницама је мање непогода — у Западној Европи 20—25, Средњој 25—30, а у централним областима европске територије Совјетског Савеза 18—25 дана годишње, док иза Урала, у Западно-сибирској низији број дана са непогодама у току једне године износи само 10—12.

У Југославији годишњи број дана са непогодама углавном се смањује од севера ка југу и од запада ка истоку. То указује да су непогоде у нашој земљи претежно у вези са пролазом циклона по путањама V_b и V_c, те су више фронталне, а знатно мање термичке природе. По проучавањима П. Вујевића (*104*) годишњи број дана са непогодама у Југославији износи: у Истри 17—39, Словенији 15—36, средишњој Хрватској 16—45, Босни 9—28, Херцеговини 7—31, Црној Гори 6—40, у Далмацији 15—36, у Војводини 13—32, у Србији 14—34 (у Београду 21), на Косову 7—20 и у Македонији 10—30. И у нас су непогоде много чешће на планинама него у низинама — годишњи број дана са непогодама износи у Шкаљарима (20 m а. в.) 24, у Црквицама (1097 m а. в.) 35 а на оближњем Голом Врху (1308 m а. в.) 43. Најзад, треба истаћи да се у нашем приморју годишњи број дана са непогодама смањује ка југу, али се број зимских дана са непогодама повећава у истом смеру — од 0,7 у Горици до 9,5 на Голом Врху изнад Боке Которске. Те непогоде настају на додиру топлих и хладних ваздушних маса, па оне, према томе, припадају групи фронталних непогода.

Непогоде и ваздушни саобраћај. — Према подацима Међународне асоцијације транспортне авијације (IATA) сваког часа у ваздуху, у авионима многобројних ваздушних компанија, налази се више од 100 хиљада људи. Њих треба безбедно превести из једног града у други, са једног континента на други. Из дана у дан се повећава број путника у ваздушном саобраћају преко океана.

Лет авионом из Европе у Северну Америку преко Атлантског океана траје 3—7,5 часова, а из САД у Аустралију (са слетањем на 2—3 острва) око 20 часова. На тако дугим летовима, кроз различите ваздушне масе и неуједначене метеоролошке услове лета, авиони наилазе на многобројне непогоде, чак и када лете на уобичајеним висинама од 11—13 km изнад океана. Најсигурнији начин супротстављању непогодама је да се оне избегну, чак и по цену извесног скретања са курса лета. У томе пилотима помаже авионски радар, који открива благовремено положај олујних облака типа кумуло-нимбуса. Млазни авиони треба да их обилазе на растојању од најмање 11—15 km.

Дешава се да је немогуће избећи љуљање и понирање односно нагло издизање авиона, што је врло опасно за сам авион и његове путнике. То се догађа када авиони изнад океана морају да пролете кроз ваздушни фронт — из топле у хладну ваздушну масу и обратно. Тада чак и тако велики млазни авион као што је „boing 747" (познат под именом „џамбо џет") има мања бочна љуљања, али и вертикална понирања и нагла издизања, што изазива непријатан осећај путника.

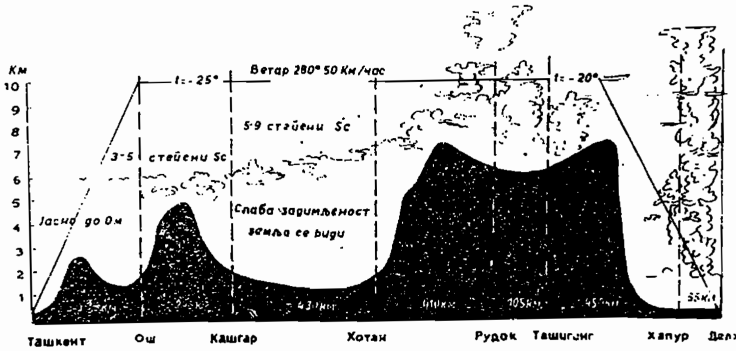
Удар муње у авион сматра се безопасним. Догодило се само једном да је муња усмртила пилота, али је стјуардеса успела да по саветима са Земље (преко радија) спусти авион на писту и спасе животе путника (у САД). Сем тог случаја постоји још један у којем је удар муње у авион био вероватни узрок катастрофе. Међутим, ако се узме у обзир да у току дана лети на дужим линијама најмање 800 авиона и да се за десетак година догодио само поменути удес и једна катастрофа, онда је вероватноћа настајања несреће од удара муње у авион минимална, скоро непостојећа (приближно 0,0009‰).

Извесну опасност по безбедност лета представљају зрна града. Млазни авиони налећу на град брзином од 250 m/s (900 km/час) и на местима судара са крупнијим зрнима на трупу и крилима остају удубљења у металу.

Ради што веће безбедности лета пилотима се пред полазак даје писмени извештај о стању времена на линији летења. Сем тога, постоје и ваздушни (авиациони) атласи и карте са дијаграмима метеоролошких елемената (по средњим и екстремним вредностима) за поједине секторе пута, као и за аеродроме на које треба слетети. Они се сваким даном све више усавршавају и допуњују, тако да пилоти имају прилично јасну представу о метеоролошким условима летења на већини дугих линија. Стога су снимци са метеоролошких сателита од неоцењиве користи за безбедност саобраћаја, нарочито на прекоокеанским летовима, јер

омогућују пилотима да сазнају за положаје непогода на свом путу знатно раније, него што их открије авионски радар.

На сл. 133 приказан је шематски правац и висина лета авиона на линији Ташкент (СССР) — Делхи (Индија) са типовима облачности на појединим деловима пута, температуром ваздуха, брзином и правцем ветра на 10 км висине. Очи-



Сл. 133 — Шематски приказ трасе лета и рељефа на линији Ташкент—Делхи)

гледно је да само од Хапура до Делхија авион може доспети у облаке типа кумуло-нимбуса, чија појава указује на постојање непогода, па, према томе, потребу веће опрезности пилота да би заобишао сусрете са муњама, градом и поскакивањем авиона и то непосредно пред слетањем.

ПЕТА ГЛАВА

КЛИМА

1. ДЕФИНИЦИЈА КЛИМЕ

У многим уџбеницима даје се дефиниција климе коју је изложио аустријски климатолог Ј. Хан (J. Hann) у свом познатом делу „Handbuch der Klimatologie" (1893): *„Клима представља скуп свих метеоролошких елемената, који карактеришу средње стање атмосфере на разним тачкама Земљине површине, нарочито у њиховим односима према органском свету"*. Ову дефиницију прихватио је у целини и један од најистакнутијих географа Француске Ем. де Мартон (Emm. de Martonne), а међу нашим географима Ј. Цвијић и П. Вујевић, који су студирали код Хана, као и њихови многи ученици (П. Јовановић, Б. Ж. Милојевић, С. М. Милојевић, М. Милосављевић и др.).

Један од водећих совјетских географа, Л. С. Берг дао је дефиницију климе сличну Хановој у уџбенику „Основы климатологии" (1938): *„Под климом треба разумети средња стања разних метеоролошких појава (или атмосферских процеса или особености ваздушних маса), уколико се то средње стање искоришћава на животу биљака, животиња и човека, а такође и на типу тла"*.

Треба истаћи да у природи не постоје „средња стања" ни атмосфере, како је истицао Хан, нити разних метеоролошких појава, како је указивао Берг. Дате дефиниције приказују једнострани утицај климе на живи свет, али не и живог света и осталих компонената географске средине на климу. Такво једнострано схватање климе, без њене дијалектичке повезаности са свим осталим компонентама географске средине, типичан је пример метафизичког прилажења проучавања једне од најзначајнијих компонената природе.

У савременој климатологији појам климе се све више везује за вишегодишњи режим времена. То су запазили и неки ранији географи и метеоролози, нпр. А. И. Војејков (1884.) и В. Кепен (W. Köppen, 1900.). Последњи у раду „Grundriss der Klimakunde" пише да *„под појмом климе подразумевамо средња стања и уобичајене промене времена у датом месту"*.

Француски климатолог Ж. Сансон (J. Sanson) у изванредном раду „Climatologie appliquée" (1949.) указује најпре да је појам времена јасно дефинисан, а затим да *„клима представља скуп свих проматраних времена, не узимајући у обзир тренутке којима су она реализована"*. Први део Сансонове дефиниције климе је добар, међутим, у њеном другом делу је очигледан недостатак; да би се објаснио ток времена, зашто је оно било управо такво, а не друкчије морамо га довести у везу са стањем циркулације топлоте, влаге и атмосфере баш у одређеним тренуцима, да бисмо запазили како се и због чега једно време смењује другим. Управо таквом схватању дефиниције климе допринео је највише совјетски климатолог Ј. Фјодоров (Е. Федоров) у раду „Климат как совокупность погод" (1925), који је иначе дао теоријске основе комплексне климатологије.

У исто време када и Фјодоров, појављују се и радови тројице америчких климатолога, у којима они дају анализу климе, полазећи

од појма времена. Ф. Ц. Хау (F. C. Howe) објављује рад „The sommer and winter weather of selected cities in North America" (1925), E. Џ. Суицер (E. J. Switzer) рад „Weather types in the climates of Mexiko, the Canal Zona, and Cuba" (1925) и С. Е. Николс (S. E. Nichols) „A classification of weather types" (1925) и „Frequencies of weather types at San José, California" (1927); сви радови су објављени у стручном часопису „Monthly weather review".

У новијим радовима налазимо све јасније дефиниције климе. J. С. Рубенштејн и О. А. Дроздов у уџбенику „Курс климатологии" (1952) дају следећу дефиницију климе: *Просек карактеристичних временских процеса, који су проузроковани Сунчевим зрачењем, особинама подлоге и атмосферском циркулацијом, која је зависна од њих*". С. П. Хромов и Л. И. Мамонтова у приручнику „Метеорологический словарь" (1963) дали су нешто опширнију дефиницију климе: „*Клима — укупност атмосферских услова (услова времена), карактеристична за свако место на Земљи због његовог географског положаја, која се мења током године, која се колеба у одређеним границама из године у годину, али се врло мало мења од једног према другом вишегодишњем периоду.*

Совјетски климатолог А. А. Борисов дао је у једном раду 54 дефиниције о појму климе и указао да свака од њих има по неки недостатак. Сматрамо да за сада највише одговара дефиниција коју је предложио совјетски климатолог Б. П. Алисов у уџбенику „Курс климатологии" (1952): **„Клима је законита наизменичност метеоролошких процеса, одређена комплексом физичко-географских услова, која се испољава у многогодишњем режиму времена, осматраном у датом месту".**

2. СОЛАРНА И ФИЗИЧКА КЛИМА

Када би Земља била хомогена, тј. да се састоји или само од воде или само из равног копна и да нема атмосфере, онда би и клима на њој зависила само од Сунчевог зрачења и Земљиног израчивања топлоте. Пошто је *интензитет Сунчевог зрачења на Земљиној површини сразмеран косинусу географске ширине* (Ламберов закон), у таквом случају изотерме би се поклапале са упоредницима, а све климатске појаве мењале би се правилно и из дана у дан сваке године биле би једнаке. Таква клима се назива **соларна**[1] **или математичка клима.**

Соларна клима не постоји, јер је Земљина површина нехомогена и има атмосферу. Под утицајем географских фактора соларна клима се мења у **физичку или реалну климу.** Најзначајнији географски фактори климе су: географска ширина, висина изнад нивоа мора; расподела копна и мора; рељеф копна; океанске струје; биљни, снежни и ледени покривач, као и делатност људског друштва.

Географска ширина условљава (због Земљиног лоптастог облика) појаву у зоналности Сунчевог зрачења, из чега следи и извесна зоналност у расподели температуре ваздуха (сл. 16, 17, 18 и 35, 36 и 37).

[1] Од латинског Sol — Сунце, тј. сунчана клима.

Последња зависи и од услова циркулације атмосфере. Па и сама општа циркулација атмосфере има одређени степен зоналности (условљен од зоналне расподеле топлоте). У вишим географским ширинама и на већим надморским висинама слаби утицај географске ширине и фактора који зависе од особина подлоге; зато се у вишим ширинама и на већим висинама запажа изразитија зоналност него изнад самог тла.

Надморска висина делује посредно: ваздушни притисак опада с висином, повећава се интензитет Сунчевог зрачења и ефективног израчивања, снижава се температура, смањује влажност, ветар често мења брзину и правац: поред тога у планинама се мењају облачност и падавине, које најпре расту, а од извесне висине њихова количина се смањује. Стога су различити климатски услови у равницама, односно у низији и на планинама. Чак и у једном планинском венцу климатски услови могу бити разнолики.

Промене са висином настају много брже од промена у хоризонталном правцу — оно што се догоди при промени висине за неколико километара, догађа се при кретању у подневачком правцу на растојањима од више хиљада километара. Вредност метеоролошких елемената, а са њима и климатских услова, мења се веома брзо са висином. Последица тога је постојање *вертикалних климатских зона* и одговарајућих биљних катова. У нашим крајевима вегетација се смењује са порастом висине следећим редом: најпре су листопадне шуме, изнад њих су четинарске, а потом долази жбуње, па алпска травна вегетација, која нестаје на већим висинама прелазећи у појас сталног снега и леда.

Расподела копна и мора је веома значајан географски фактор климе. У зависности од положаја неког места у односу на обалску линију говори се о његовом *степену континенталности* (сл. 134).

Под појмом *континенталности климата* подразумева се комплекс карактеристичних особености климата, насталих утицајем континенталног копна на процесе образовања климе. Према степену континенталности климати у свим појасевима Земље деле се на *маритимне* и *континенталне*.

Степен континенталности климата зависи не само од растојања неког места или краја од океана, него, пре свега, од правца преовлађујућег преноса ваздуха у општој циркулацији атмосфере: области на копну, где преовлађују ваздушне масе које долазе са океана, имају маритимни климат чак и на већим удаљеностима од обале. Битна одлика континенталности је годишња амплитуда температуре ваздуха: што је она већа, клима утолико има више обележја континенталности.

Степен континенталности климата израчунава се на више начина, а по Н. Н. Иванову по обрасцу:

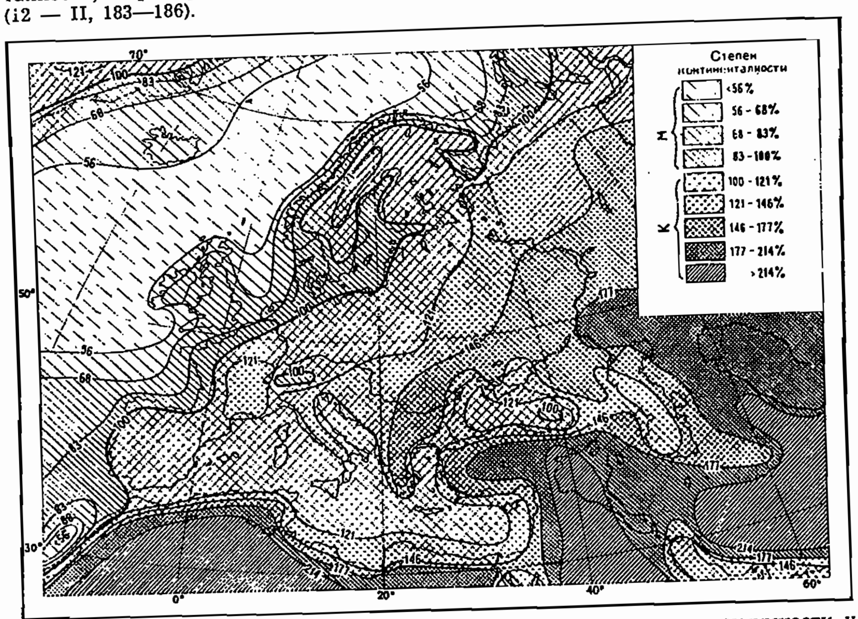
$$K = \frac{A_j + A_i + 0{,}25\, D_f}{0{,}36\,\varphi + 14} \cdot 100$$

у којем је A_j — годишња амплитуда, A_i — дневна амплитуда температуре, D_f — дефицит засићености влагом, који представља осетљив показатељ удаљености од океана, а φ — географску ширину места односно краја. Добијене вредности помоћу овог обрасца у местима где су подједнаки утицаји океана и континента на климу имају вредности од 100% (сл. 134). *Минимум* — 37% — налази се код острва Макуори (јужно од Новог Зеланда), а *максимум* — 250—260% у средњој

Азији и централној Сахари. Н. Н. Иванов је дао градације климе према величини степена континенталности (К):

Климат	К %	Климат	К %
1. Екстремно океански	<47	6. Слаби континентални	101—121
2. Океански	48—56	7. Умерено континентални	122—146
3. Умерено океански	57—68	8. Континентални	147—177
4. Марински	69—82	9. Јако континентални	178—214
5. Слаби марински	83—100	10. Екстремно континентални	>214

Изложена градација климата према величини степена континенталности показује нпр. да се клима Средоземног мора формира под утицајем околних континената (сл. 134), а на Балтичком мору под климатским упливом Атлантског океана. Занимљиво је да клима полуострва Декан показује одлике јаке континенталности, а приморје Бенгалског залива особености умерено континенталне климе (i2 — II, 183—186).



Сл. 134 — Карта распрострањења степена континенталности и маритимности у Европи (по Иванову, 1959). Степен континенталности од 100% показује крајеве у којима је подједнак утицај океана и копна на климу; вредности мање од 100% су типичне за области са маритимном (океанском климом) а преко 100% са континенталном климом

Запажена је повезаност распореда копна и мора на једној, са центрима ниског и високог ваздушног притиска на другој страни. У умереним ширинама над копном зими је висок, а лети низак ваздушни притисак. Субтропска зона високог ваздушног притиска лети се „кида“ изнад континената, где због прегрејаног тла преовлађује узлазно струјање ваздуха или са мора на копно. Тако расподела копна и мора битно утиче на циркулацију атмосфере, а тиме и на расподелу климатских услова на Земљи.

Рељеф има велики утицај на климу не само надморском висином, већ и својим облицима. Високи планински венци отежавају продор

хладнијих ваздушних маса из виших у ниже ширине, а понекад то потпуно спрече (сл. 113). У њима постоје посебни локални ветрови — долински (дневни) и планински (ноћни). На присојним и осојним падинама је различит термички режим, због чега је различита влажност тла и вегетације. Планине утичу на поремећај ваздушних струјања и имају својствене облике облака.

Океанске струје својим топлим или хладним водама изазивају велике разлике у термичком режиму мора, утичући тиме и на температуру ваздуха и циркулацију атмосфере. Топле струје доносе вишим географским ширинама огромне количине топлоте, коју одају израчивањем хладнијој атмосфери (пример Голфске струје). Изнад хладних океанских струја често су магле (нпр. Њуфаундленда). У пасатској зони изнад хладних струја нема конвективног струјања ваздуха, што утиче на јако смањење облачности и на појаву прибрежних субтропских пустиња.

Биљни, снежни и ледени покривач имају неједнако деловање. Густа вегетација смањује дневне амплитуде температуре тла као и њену средњу величину. Посредно она утиче и на температуру ваздуха. Такође је значајан тип вегетације — трава, шума — каква и које старости. Ипак, утицај вегетације није велики, изузев за микроклиму.

Снежни покривач делује као топлотни изолатор; он смањује израчивање топлоте, али због великог албеда јако умањује радијацију, па је ваздух изнад снежног покривача прехлађен. Стога су изнад већих снежних површина зими честе инверзије температура ваздуха. Оне су редовна појава изнад значајнијих ледених површина чак и лети. Због албеда снежних површина дифузна радијација у вишим ширинама сачињава 8—100% глобалног зрачења (сл. 10 и 11).

Људска делатност се изражава посредно на климу. Она је у основи негативна, јер се испољава у погоршавању климатских услова, насталих после уништавања шумског покривача на већим површинама, избацивањем у атмосферу огромних количина штетних гасова (индустријска постројења и градови) и нерационалним коришћењем земљишта, после чега се често мења врста подлоге, од које ваздух прима топлоту.

Делатност људског друштва своди се практично на микроклиму. Последњих година наука је успела да нађе начине да побољша микроклиму. Та настојања, усмерена на побољшавање микроклиме названа су *мелиорације климата*. За њих је највише заинтересована пољопривреда, пошто је један од основних задатака мелиорација климата продужавање вегетационог периода у крајевима који имају кратко лето, као и продужавање периода без мразева. Вегетациони период се продужује убрзавањем отапања снежног покривача, тиме што се снег посипа тамнијим материјама (најбоље пепео), које апсорбују Сунчево топлотно зрачење. Такав начин рада продужује вегетациони период на Камчатки за 30 дана. У исту сврху служи и исушивање мочвара и примена стаклених башта. Велика вештачка језера делују на климу као и природна велика језера; у сушним крајевима њихово деловање је увек позитивно, а у умерено влажним понекад делују и лоше на климу уже околине (повећава се брзина ветра, број дана са маглом и др.).

3. КЛИМАТСКИ ПОЈАСЕВИ

Земљина површина је подељена на пет климатских појасева; то су:

Жарки појас — између повратника. У њему је Сунце два пута годишње у зениту изнад сваког места. Зрачење је велико и прилично уједначено, а с тим у вези је у ваздуху увек велика апсолутна влага. Годишње амплитуде температуре су мале, па су годишња доба у нашем смислу непозната појава. Али, у овом појасу, у вези са привидним кретањем Сунца између повратника, постоје кишна доба; она почињу при зениталном стању Сунца, а касније их смењују сушна доба (у којима су падавине ређе).

Два умерена појаса — између повратника и поларница обеју ширина. У овим појасевима Сунце никада није у зениту, али једном годишње достиже највиши положај; тада почиње *лето* на одговарајућој полулопти. Када Сунце доспе у најнижи положај почиње *зима* одговарајуће полулопте. Између ова два екстремна годишња доба постоје и два прелазна — *пролеће* и *јесен*.

Умерени појас се простире у ширину од 43°06′ тј. око 4800 km. Због толиког пространства у меридијанском правцу постоје у њему велике разлике у годишњем току температура, те се у њему издвајају *три споредна климатска појаса* — *субтропски, умерени* (у ужем смислу) и *субполарни*.

У суптропском појасу прелаз из зиме у лето и обратно је поступан, и у субполарном он наступа нагло. У тим споредним климатским појасевима нема изразитог пролећа и јесени. Само у правом умереном климатском појасу су изразита сва четири годишња доба.

Два хладна појаса — између поларница и полова. У њима не постоји нормална подела 24-очасовног дана на дан и ноћ. Инсолација је сконцентрисана на летњу, а радијација на зимску половину године. Због великог израчивања топлоте у току дуге поларне зиме тле је јако прехлађено и до извесне дубине замрзнуто; пролећно загревање је незнатно због мале висине Сунца изнад хоризонта, а поред тога највећи део топлоте се утроши најпре на отапање снежног покривача и леда. Због тога се дешава да се минималне температуре ваздуха у хладним појасима појаве на северној полулопти у марту или априлу, а на јужној у септембру односно октобру; у току лета загревање је појачано, али је оно ипак прохладно и кратко, док је зима веома хладна и дуга. У хладним појасима нема прелазних годишњих доба: лето нагло прелази у зиму и обратно.

4. ТЕМПЕРАТУРНИ ПОЈАСЕВИ

Изложену поделу Земљине површине на 5 климатских појасева дали су још антички грчки географи. У њој се даје искључиво расподела Сунчеве инсолације по географским ширинама. Стога ова подела има претежно одлике соларне или математичке климе. Међутим, карте изотерми (сл. 35 и 36) показују да на расподелу температура ваздуха (и тла) на Земљи утичу још и климатски модификатори. Зато је А. Супан предложио поделу Земљине површине на 5 *температурних појасева*. То су:

Топли појас лежи с обе стране полутара и према половима је ограничен годишњом изотермом од 20°C. Овај појас је шири на континентима а ужи на океанима (због утицаја хладних морских струја). Његове границе представљају истовремено и поларне границе палми и пасатских ветрова.

Два умерено топла појаса између годишњих изотерми од 20°C и изотерме од 10°C најтоплијег месеца одговарајуће полулопте. И последња изотерма на континентима лежи ближе половима, те су ови појасеви шири на копну него на мору. У фитогеографском погледу она је значајна као поларна граница шума и жита.

Два хладна појаса између полова и изотерме од 10°C најтоплијег месеца одговарајуће полулопте.

Процентуални однос између величина климатских и температурних појасева на целој Земљиној површини дат је у таб. 46.

Табл. 46 — Климатски и температурни појасеви у процентима Земљине површине

ПОЈАС	Величина појасева у % Зем. површине		Разлика у %
	Климатски	Температур.	
Топли (жарки)	39,5	48,0	8,5
Умерени	52,0	35,5	—16.5
Хладни	8,5	16,5	8,0
Свега	100,0	100,0	0,0

Према томе, по Супановој подели Земљине површине на температурне појасеве топли појас је повећан за 8,5%, умерени је смањен за 16,5% док су хладни повећани за 8%.

5. ПОЈАМ О МАКРОКЛИМИ, МЕЗОКЛИМИ И МИКРОКЛИМИ

Када је реч о клими, онда се мисли на вишегодишњи режим времена. Она представља једну од физичко-географских одлика предеоне целине, њену веома значајну компоненту. Клима утиче на делатност људи — на специјализацију пољопривредне производње, географски размештај индустрије, на копнени, водни и ваздушни саобраћај итд. Према потребама клима се може проучавати у планетарним размерама, у локалним и микроразмерама, па се стога говори и о макроклими, мезоклими и микроклими.

Макроклима се односи на климу у планетарним размерама — на климу Земље, као и на климу већих предеоних целина — тундре на неком континенту, неке веће степске области, неке веће пустиње или климе изнад неког већег мора или океанске области итд. Проучавања макроклиме се заснивају на резултатима вишегодишњих осматрања стандардних метеоролошких станица које се налазе на проучаваној територији (када се ова односе на предеоне целине), а иначе раде по стандардним мерењима и проматрањима метеоролошких елемената и појава.

Макроклима се односи и на климу појединих земаља. Постоји већи број радова у којима се разматра клима Земље, али су они објављени већином на енглеском, немачком и руском језику.

На нашем језику у уџбенику „Климатологија“ М. Милосављевића (1963) изложене су у VII глави климатске карактеристике појединих континената (без приказа климе изнад Светског мора), а у VIII глави клима Југославије.

Мезоклима или **локална клима** се односи на климу мањих предеоних целина, као што су: крашко поље, котлина, већа речна долина (у попречном пресеку), шумски комплекс, језеро и његова ужа околина, град итд. Мезоклима сваке од набројаних предеоних целина представља једну од многобројних компонената макроклиме. При проучавањима мезоклиме користе се не само резултати осматрања стандардних мтеоролошких станица, које леже у границама проучаване територије или у њиховој близини, него и резултати привремених

специјалних метеоролошких станица. Ако се нпр. проучава клима неког града, онда се специјалне метеоролошке станице поставе на карактеристичним тачкама у граду: у најнижим и највишим зонама града, у његовим густо и слабије насељеним деловима, у близини железничких станица или већих индустријских комплекса, у близини реке или језера, у већим парковима итд. Сем тога, користе се и тзв. маршрутна снимања — мерење вредности неких метеоролошких елемената на одређеном профилу за што краћи период времена (10—20 минута) помоћу посебно опремљених возила.

Највећи број климатолошких радова односи се на радове о локалној клими. Таквих радова има и на нашем језику. Поменимо рад П. Вујевића „О подНебљу Хвара“ (1927—1932), Милосављевићев „Климатске особине Топличке котлине“ (1955) и др.

Микроклима се односи или на проучавање климе малих површина, као што су нпр. шумски пропланак, шумски заштитни појасеви и поља између њих, падина неког брда, мало језеро, поједини делови града итд., или на приземни слој ваздуха нижи од два метра. За последња проучавања највише је заинтересована пољопривреда. Особености микроклиме неке територије најизразитије су у најнижем, приземном слоју ваздуха и при јасном и тихом времену. При облачном и ветровитом времену и на висини од неколико метара изнад тла особености микроклимата, запажене при јасном и тихом времену, јако се мењају, а често и сасвим нестају. Амерички климатолог Торнтуајт (Thornthwaite) увео је за микроклиму израз топоклима.

Микроклима се односи и на климу агеографских величина, као што су нпр. клима у складишту, хладњачи, у бродском складишном простору, у становима, радним просторијама итд., затим клима листа или цвета неке биљке, круне дрвета, мравињака итд.

Микроклиматска проучавања заснивају се на подацима осматрања једне (најближе) стандардне метеоролошке станице и неколико привремених станица смештених на карактеристичним тачкама проучаване територије. Али, ако се ради, нпр., о проучавању микроклиме неког цвета, примењују се посебне методе мерења неких метеоролошких елемената (пре свега интензитета Сунчевог зрачења, температуре ваздуха и његове релативне влажности).

Микроклиматска проучавања су веома развијена у САД, Немачкој, СССР, Бугарској итд. На страним језицима постоји велики број радова у којима се разматрају особености микроклиме у неком крају, на неком објекту итд. У радовима објављеним на нашем језику нема комплексних студија микроклиме, него се у већини разматрају вредности једног метеоролошког елемента у приземном слоју ваздуха.

*

Треба посебно истаћи да се у пракси веома често под микроклимом обухватају мезоклима (топоклима) и микроклима. Л. Понсле (L. Poncelet) је предложио величину простора која би се односила на мезоклиматска и микроклиматска проучавања; у прва убраја територије са пречником од 1—100 km, а у друга од 0—1 km. Према томе, клима градова спадала би у мезоклимате, док многи географи и климатолози климу градова убрајају у микроклимате.

ШЕСТА ГЛАВА

МИКРОКЛИМА

1. МИКРОКЛИМА, ЊЕНИ ЕЛЕМЕНТИ И ОСМАТРАЊА

Микроклиматологија[1] је део климатологије који проучава особине климе малих површина или приземног слоја ваздуха нижег од два метра. Она се почела развијати тек првих година XX века. Један од њених оснивача био је и наш академик П. Вујевић (1881—1966).

Микроклиматолошка проучавања имају велики практични значај нарочито за пољопривреду. Она су значајна и при проучавању климе мањих градских четврти. појединих улица, градских паркова итд. Поред практичног, микроклиматолошка проучавања имају и научни, теоретски значај.

Микроклиматологија је нарочито развијена у Немачкој, Совјетском Савезу, САД, Јапану, Енглеској и Аустрији.

Елементи микроклиме. — Ради практичних потреба приступило се мерењу појединих метеоролошких елемената у приземном слоју ваздуха нижем од 2 m. У њему је слабо турбулентно[2] кретање ваздуха, а брзина мала, док су вертикални градијенти температуре и влажности врло велики. Пошто се у том слоју ваздуха развија већина биљака (а и веће док су млађе), то је његова клима названа **„клима биљног света“**, за разлику од **„климе човека“**, код које се већина метеоролошких елемената узима на висини од 2 m, по подацима инструмената постављених у метеоролошким заклонима или кућицама. Између „климе биљног света“ и „климе човека“ немогуће је повући неку границу: оне прелазе постепено једна у другу и утичу међусобно.

Микроклима је специфична варијанта макроклиме. Док је последња условљена углавном таквим климатским чиниоцима као што су географска ширина, општа циркулација атмосфере, макрорељеф итд., дотле се микроклима формира у оквиру макроклиме искључиво под утицајем микрорељефа[3] и физичких особина подлоге.[4]

Главни елементи микроклиме су инсолација и радијација, односно температура приземног слоја ваздуха, његова влажност и испаравање, ветар, снежни покривач, вегетација и људска делатност.

---

[1] Од грчког mikros — мали и klima — нагиб, тј. угао под којим падају Сунчеви зраци. те утичу на температуру ваздуха, најважнији елемент климе.

[2] Од латинског turbulentus — немиран, бучан.

[3] У облике микрорељефа спадају: вртаче, увале, крашка поља, речне долине, усамљени брегови и брда, присојне и осојне стране итд.

[4] У физичке особине подлоге спадају: врста биљног покривача, затим голо тле, покривено снегом, водом, ледом итд.

Особине микроклиме неког краја или насеља најизразитије се запажају у току ведрог и тихог времена.

Методе микроклиматских осматрања. — Пошто се у приземном слоју ваздуха величине климатских (тачније метеоролошких) елемената мењају и при незнатним променама висине, потребна мерења врше се на самој подлози, затим на удаљености од 2, 5, 10, 15, 20, 30 и 50 cm, затим на висини од 1 и 1,5 m. На тај начин могу се регистровати промене вредности температуре, влажности, брзине ветра у приземном слоју као и друге појаве. Таква осматрања могу се вршити и на метеоролошким станицама другог реда.

Поред таквих осматрања примењују се и тзв. *микроклиматска снимања*. Она се своде на регистровање главних микроклиматских елемената на одређеном простору уз помоћ једновременог осматрања на више привремено постављених специјалних метеоролошких станица.

Посебну врсту микроклиматских осматрања чине тзв. *маршрутна снимања*. Она се своде на мерења појединих климатских елемената дуж одређеног пута. При томе осматрачи могу да се користе и моторним возилима, која су специјално опремљена у ту сврху. Маршрутна микроклиматолошка снимања дају прилично добре резултате, нарочито при проучавању климе градова (x).

2. РЕЉЕФ И МИКРОКЛИМА

Рељеф има велики утицај на микроклиму. *Узвишења* смањују амплитуду дневних температура, док је разна *удубљења* повећавају. Ту појаву је лако објаснити. Расхлађени и гушћи ваздух клизи низ падине и сакупља се у удубљењима — у долинама, јаругама, вртачама, увалама, крашким пољима и котлинама. Ноћу разлика у температури ваздуха на узвишењима и удубљењима, нпр. на падинама дубље речне долине и на њеном дну може да буде већа од 10°C. Познат је пример крашке увале Гштетнер Алм на Дирнштајну у Аустрији. Она лежи на 1279 m а. в. Апсолутна минимална температура на дну увале достиже до —50°C. Скоро сваке године у току последње деценије минималне температуре су биле ниже од —40°C. Климатске особине увале утичу на њен биљни свет: на дну увале је само оскудна трава, а на њеним странама он је разноврснији. У исто време на удаљености мањој од 1 км је врх на чијим падинама расте термофилна атлантска флора. Слично је стање и у Великом Пољу на Игману, где је вегетациона инверзија: изнад траве су четинари, на још вишем нивоу је листопадно дрвеће, изнад њих опет четинари и најзад алпијске ливаде. Најниже температуре су пред излазак Сунца, после чега настаје нагли пораст — од —40°C до 0°C.

У току дана ваздух се у долинама, и уопште у удубљењима, више загреје и ту се, због мањег проветравања, највећим делом задржава. Због тога удубљења у рељефу имају велике дневне амплитуде температуре.

Знатне разлике у температури ваздуха настају на *падинама удубљења;* оне су условљене експозицијом страна. Присојне стране су лети за 5—6°C топлије од осојних. Али, и на истој падини, уколико

постоји најмања разлика у нагибу падине, обавезно се појаве и разлике у температури, као последица неједнаког упадног угла Сунчевих зракова. Температурне разлике нису велике као између осојних и присојних страна, али оне ипак постоје и значајне су за биљни свет. У воћарско-виноградарској станици Пољопривредног факултета „Радмиловац" (на путу Београд—Смедерево) Љ. Сретеновић је констатовао да је у тачки где је упадни угао Сунчевих зракова био већи за 3° температура била виша за 0,3°C. Иако незнатне, те разлике у температури приземног слоја ваздуха на истој падини имају велики значај за *фитофенолошке појаве*, што се огледа у нешто ранијем цветању или сазревању плодова исте врсте.

Запажено је да су падине окренуте западу нешто топлије од оних које су окренуте истоку. Разлике потичу због тога што се знатан део Сунчеве топлотне енергије троши у преподневним часовима на испаравање влаге на обе падине. У поподневним часовима, када су *западне падине присојне*, оне су већ довољно исушене, те се приспела топлотна енергија користи претежно за загревање.

Рељеф утиче на *величину испаравања*. Оно је веће на узвишењима, где су јача и чешћа струјања ваздуха, него у удубљењима и долинама, у којима је слабија циркулација ваздуха. Величина испаравања је већа на топлијим, присојним странама, него на осојним. Исто тако, она је већа на западним него на источним падинама.

У зависности од експозиције падине очигледно имају неједнаку *влажност тла*. Ова зависи и од места мерења влажности: најмања је на највишим деловима падина, а највећа при дну; повећање влажности долази као последица сливања падавина низ падине, при чему се један њихов део упија у тле. Величина упијања падавина је обрнуто сразмерна падовима страна долине, котлине и уопште падина: у колико је мањи нагиб падине, веће је упијање падавина у тле и обратно.

Утицај неједнаког загревања присојних страна и режим влаге у њиховом тлу може толико да се разликује у односу на осојне стране долине или падина мање котлине, да присојне падине имају сасвим другу вегетацију, својствену јужнијим областима.

Усамљени брежуљци утичу на брзину ветра тако што је она највећа на њиховим падинама, а најмања у њиховом заветринском делу.

Посебни микроклиматски утицаји су у *алувијалним равнима река*. Температура ваздуха у њима је лети нижа за 1°C него на странама долине, док је релативна влажност нешто виша — за 10%. Тле у алувијалним равнима је топлије зими него лети од тла на долинским странама. Те разлике у температурама потичу углавном од воде: она снижава температуру тла и ваздуха апсорбовањем топлоте лети, а зими је израчивањем повишава. Овај утицај се нарочито опажа у алувијалним равнима великих река, као што су Волга, Кама, Об, Јенисеј, Лена, Мисисипи и др. У средњој Шведској је констатовано да повећање протицаја једне језерске отоке за 50 m^3/sek, изазива зими повишење температуре ваздуха у непосредној близини реке за 0,05°C.

Повољнији су микроклиматски услови у *долинама* које су усечене у упоредничком, него у подневачком правцу. У последњим долинске падине нису осветљене извесно време у јутарњим и вечерњим часовима. У долинама упоредничког смера једна долинска страна је

изразито присојна, а друга осојна. Али, лети при високом положају Сунца изнад хоризонта и дифузном рефлексијом и ова падина добија довољну количину светлости. У екваторијалним областима, где је Сунце током целе године високо изнад хоризонта експозиција долинских падина има веома мали значај.

3. УТИЦАЈ ВЕГЕТАЦИЈЕ НА МИКРОКЛИМУ

Биљни свет даје микроклими изразита својствена обележја. Стога неки климатолози издвајају према интензитету утицаја појединих типова вегетације две специфичне врсте микроклиме — засада и шуме.

Клима засада се појављује испод ниске културне и самоникле травне вегетације. Њене особине зависе највише од густине и висине биљног покривача, чију је горњу границу А. И. Војејков својевремено назвао „спољном активном површином". Међутим, то није површина у правом смислу речи, него прелазни *активни слој*. Испод њега је клима сасвим друкчије од оне изнад њега.

Температура ваздуха зависи од албеда културне и самоникле травне вегетације. Величина њиховог албеда се креће од 15 до 30% Сунчевог зрачења. Сем тога, густи покривач траве пропушта до тла мали део глобалног зрачења (у густој луцерки мање од 20%). Зато је у таквој вегетацији температура ваздуха изнад тла углавном нижа, него над оголићеним земљиштем, док је ноћу обратна појава.

Испаравање са површине травног покривача је врло велико и, по неким испитивачима, приближује се или је чак и веће од испаравања са слободне водене површине мањих вештачких језера (5, 87). Али је зато испаравање земљишта испод травног покривача знатно мање него са оголићених површина.

Релативна влажност у травној вегетацији је велика како због испаравања тла, тако и транспирације, која се обично дешава на доњој површини листа. Све то и потпуна тишина (без ветра) доприносе да је релативна влажност нпр. у пољу засејаном ражи 10—20% већа него над голом ораницом.

Ноћу су најниже температуре ваздуха у близини активног слоја, тј. скоро на површини лишћа. Ту је релативна влажност висока, па се по лишћу излучује *роса*.

Падавине се знатним делом задржавају на лишћу, пре него што доспу до тла. Лишће повећава површину по којој се расподељује вода падавина — на ливадама је та површина 20—40 пута већа од површине оголићеног земљишта (*12*-II, 217). Због тога је са травних површина велико испаравање падавина, а истовремено се јако повећава релативна влажност ваздуха испод активног слоја. Снег се задржава на лишћу и између њега пада до тла. Тако распоређен на великој површини он је подложан већем испаравању и отапању, него што је то случај са истом количином снега, која је образовала компактни снежни покривач на оголићеном земљишту (*12*-II, 218).

Клима шума је слична клими засада, али постоји мноштво њених варијаната, што зависи од врсте дрвећа (листопадно, четинарско или мешовито), његове старости и начина коришћења шума (проређена

сеча, сеча на мањим површинама у шуми, потпуна сеча). С обзиром на пространство шума, микроклиматски услови многих крајева зависе од њихове распрострањености и врсте.

Активни слој у шуми налази се у нивоу круна дрвећа. Ту се управо апсорбује и излучује радијација, ту и влага доспева у атмосферу, а смањује се брзина ветра.

Шуме апсорбују 80—95% Сунчевог глобалног зрачења. При том се један део задржава у активном слоју, а други продире до тла, што показују ови примери (по Калитину):

Дрво	Расподела глобалног зрачења у %		
	рефлектовано	апсорбовано	пропуштено до тла
клен	29	39	32
јасика	42	24	34
бели брест	35	16	49
липа	33	27	40

Температура ваздуха у шуми одликује се мањим дневним и годишњим амплитудама. У листопадним шумама приземни слој ваздуха је најтоплији у периоду пред листањем; тада је и земљиште најтоплије јер већи део глобалног зрачења доспева до површине тла и стабала дрвећа и затим се израчује у ваздух у виду дуготаласног зрачења. Ноћу хлађење, које долази са врха голог грања у крошњама, продире дубље у шуму. Тако се пред листањем у листопадним шумама не поклапају термички активни слој и делимично заклони од ветра активни слој. Тек када шума олиста на нивоу круна образује се јединствени активни слој, који може бити ефикаснији него у четинарским шумама.

Екстремне температуре појављују се на нивоу активног слоја: ноћу — израчивање топлоте са обиљем росе, пред подне — испаравање све росе и загревање површине лишћа, после поднева — смањивање загревања. Расхлађени ваздух спушта се кроз крошње и сакупља над тлом. Тек у касним поподневним часовима он се постепено термички уједначује сунчевим зрацима који продру у унутрашњост шуме. Тако је ток температуре ваздуха у шуми између стабала веома уједначен и успорен, а и само израчивање је слабије него на голим површинама. У густој буковој шуми дневна колебања температуре ваздуха мања су од 3°C у поређењу са таквим амплитудама над голим земљиштем.

Дневне амплитуде површине земљишта у шуми ниже су за 30—40% него изван шуме (5, 88).

Релативна влажност у шуми је висока и уједначена. То је једна од најкарактеристичнијих одлика микроклиме шума. Влага доспева претежно са површине лишћа, а мање и са тла, и задржава се испод активног слоја, док над њим у току дана и са високом температуром ваздуха она може бити умањена. Са испаравањем је повезано и излучивање *фитонцида*, који штите биљни свет од својих спољних непријатеља — бактерија, мањих инсеката а одбијају и неке врсте животиња.

Испаравање у шумама је било и остало предмет дискусије стручњака. Док једни томе придају велики значај, други то умањују. Про-

тивуречност се објашњава недовољним подацима поузданих директних мерења испаравања у шуми и ван ње. Сада се сматра да шума испарава мање влаге од добре ливаде или површина које су под житарицама (5, 89).

Падавине се излучују нешто више у шумама него на суседним пољима. По С. И. Костину у Вороњешкој области шуме добијају лети 10—15% падавина више од суседних њива и ливада. По прорачуну Г. П. Калињина годишња сума падавина у Московској области већа је у шумама за 7—8% (или 40—50 mm) него изван њих. М. Милосављевић сматра да шуме повећавају годишњу висину падавина од 2 до 10%. Утицај шума на повећавање падавина објашњава се неравнином површине крошњи у шумама, која може да се упореди са неравнинама рељефа.

Када пада киша део њене воде остаје у крунама на лишћу, нешто на грању и стаблима, а један део доспева до тла и влажи га. Али, разлика у поређењу са падавинама, која доспе на земљиште суседних поља, прилично је велика и осетно утиче на *водни режим тла.*

Падавине до 3 mm остају потпуно на лишћу (5, 89) и убрзо испаре. Јаче падавине доспевају до тла, а њихова количина зависи од врсте дрвећа у шуми и старости стабала (таб. 47). По Б. П. Алисову шуме у умереном климатском појасу задржавају у крунама просечно око 25% падавина, а у тропским областима у шумама са 3—4 нивоа вегетације и преко 65% (5, 89). У јеловој шуми, чак и при јаким кишама, на иглицама, грању и стаблима задржи се око 70% од укупне количине падавина. Влажно лишће листопадних шума не може да задржи толико воде, па се она цеди низ лишће и пада на тле у знатно већим количинама него што се то дешава у четинарским шумама (*12*,-II, 219).

Табл. 47 — Задржавање падавина на крунама дрвећа и њихово испаравање (у mm) са површина потпуно покривених шумом (по резултатима проучавања у СССР)

Врста дрвећа	Годишња висина падавина, mm	Старост стабла у год.								
		20	40	60	80	100	120	140	160	220
Бор	550	127	150	140	135	120	105	109	97	—
Јела	580	158	175	185	180	170	160	144	128	—
Бреза	540	82	69	55	43	38	—	—	—	—
Храст	523	64	72	84	72	67	64	60	62	69
Јасен	522	103	99	85	65	—	—	—	—	—

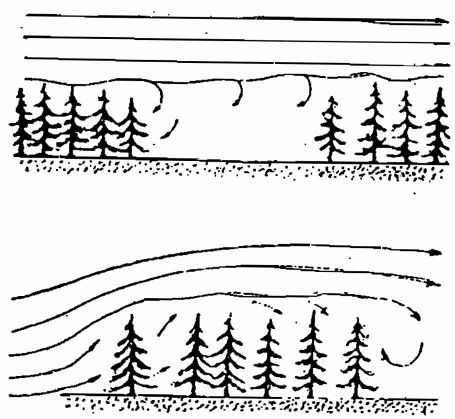
Смањена осветљеност је најизразитија одлика микроклиме шума. Сумрак и ноћ почињу у шуми много раније него на суседним пољима: при ведром времену пола часа, при тмурном 3/4 часа, а када пада киша цео час раније (*12*-II, 219).

Клима шумских просека знатно се разликује од климе шуме. У просецима постоји заштита од ветра, али нема никаквих сметњи да се земљиште загрева глобалним сунчевим зрачењем; исто тако не постоји препрека израчивању земљишта, какав је скоро јединствени слој крошњи у шуми. Због тога се у шумским просецима уочавају термички екстреми — раније појављивање првих и касније појављивање позних мразева, раније отапање снега и летњи максимуми температуре ваздуха (*12*-II, 220).

Клима шума у целини представља најуједначенији тип климе и она делује умирујуће (седативно) на организам човека. За њу су карактеристичне следеће одлике: смањена осветљеност, уједначене умерене температуре ваздуха и његова велика влажност и скоро потпуне тишине.

Шумски заштитни појасеви утичу на брзину ветра, испаравање, температуру ваздуха и тла итд. Величина тог утицаја углавном се повећава са ширином појаса и висином његовог дрвећа.

Шумски појасеви смањују брзину ветра с обе његове стране. На наветринској страни смањивање брзина се запажа на растојању које је 5 пута веће од висине дрвећа у појасу. У заветринској страни утицај шумског појаса на ветар осећа се, међутим, на растојању које је до 30 пута веће од висине дрвећа у појасу. Ипак, значајније смањивање брзине ветра у заветринској страни појаса је само на растојању које одговара његовој 10-струкој висини. Најјачи је утицај шумских заштитних појасева када ветар дува управо на њих (сл. 135). Он се осећа чак и кад ветар дува паралелно са таквим појасом, јер он нема геометријски правилне облике, него је у плану кривудав.



Сл. 135 — Утицај шумских појасева на ветар — иза појасева (горе) и испред њега и у њему (доле)

Због смањене брзине ветра у приземном слоју ваздуха заштићених површина јако се смањује испаравање. Оно је иза самог шумског појаса 2,5 до 3 пута мање него на отвореном месту, али се са удаљавањем од појаса смањује и престаје на растојању које је 30 пута веће од висине дрвећа у том појасу. На самој наветринској страни испаравање је мање од 45% него на отвореном пољу. Али, удаљујући се од шумског појаса, брзина ветра је већа, те је и испаравање повећано. Шумски заштитни појасеви смањују испаравање на заштићеним површинама у целини просечно за 20%.

Смањивањем брзине ветра на заштићеним површинама слаби циркулација ваздуха. Он се задржава, па је стога ваздух између појасева дању топлији а ноћу хладнији.

Шумски заштитни појасеви утичу на величину приноса на заштићеним пољима. Досадашња искуства у шумско-степној зони СССР-а показала су да сушних година шумски појасеви повећавају приносе, али их смањују влажних година у односу на незаштићене површине.

Посебан је утицај шумских заштитних појасева и шума на задржавање снега, који ветрови доносе са отворених поља. Дебљи снежни покривач штити тле и озиме усеве од промрзавања. Кад почне отапање снега, снежница се више упије у шумско тле, јер је оно мање замрзнуто него поље. На тај начин у шумама и на површинама заштићеним шумским појасевима акумулира се у тлу више воде него на отвореном пољу. У неким крајевима настоји се да се што више снега задржи на пољима. При повећавању снежног покривача за 20 cm принос житарица повећава се од 300 до 700 kg/ha.

Најизразитији утицај вегетације на микроклиму запажа се поређењем подножја у центру неке веће оазе и на њеним периферним деловима, на ивици пустиње.

Температура ваздуха у оазама Такла-Макана преко дана у летњим месецима нижа је за 5—6°C него у пустињи, док је ноћу у оази приближно толико топлије. Због тога су дневне амплитуде температуре ваздуха у оазама за 10—12°C мање него у пустињама.

Још веће су разлике у температури тла. Сапожњиков наводи пример из средње Азије; у јулу је средња температура наводњаваног тла била 35°, а пустињског 65° — тј. разлика је износила 30°C.

Нижа температура ваздуха и тла у оазама проузрокована је великим утрошком топлоте при испаравању воде и вегетације. Испаравање је интензивно и ноћу, јер је мала релативна влажност околног пустињског ваздуха.

Разлика у релативној влажности ваздуха у оази и пустињи прелази 40%; у једном пољу луцерке код Ташкента релативна влажност на 5 cm висине у 13 часова износила је 55%, а недалеко од тог места, у пустињи, само 13%. Али, са повећавањем висине разлике су биле мање и већ на висини од 2 m није их више било. Иста појава уочена је у тој оази и са температуром ваздуха (мерено у 15 часова):

Висина над тлом у cm	Температура	
	Голог тла	Луцерке (високе 50 cm)
200	36,0°	35,4°
50	38,0°	32,6°
5	41,0°	30,2°

4. УТИЦАЈ ЈЕЗЕРА НА МИКРОКЛИМУ

Језера се налазе у свим климатским областима — почев од тзв. „оаза" на залеђеној Антарктиди, па до влажних тропских шума у екваторијалној области. Укупна површина свих језера на Земљи износи око 2,68 милиона km², што сачињава 1,8% копна. Њихов број је различит у појединим земљама; сразмерно површини територија највише их је у Финској — око 75 хиљада, а најмање у Аустралији — свега 763 језера. У нашој земљи укупан број природних језера износи око 220, а са већим вештачким језерима око 250.

Језера имају утицај на климу у свом приобалском појасу. То се осећа по свежини када им човек прилази лети, а по мањој хладноћи зими. Истина, језера са малим количинама воде не могу да упливишу на климу своје околине; лети се она јако загреју, а у хладнијем делу године брзо одају акумулирану топлоту, па ако се заледе делују на климу скоро као копно. Колики је термички утицај језера на климу свог прибрежног појаса показује пример Охридског језера. У његовом басену акумулирано је 50,53 km³ воде. Под њеним термичким деловањем годишња амплитуда температуре ваздуха мања је у Охриду за 3,2°C него што је у Битољу. У овом погледу су још већи утицаји таквих језера као што је Каспијско, Аралско или Бајкалско. Она делују на климу своје околине скоро као мора; ова има чак извесне маритимне одлике, иако су та језера дубоко у унутрашњости континента.

Велика вештачка језера имају такође знатан утицај на климу свог приобалској појаса. Какви су и колики ти утицаји може се видети на примеру Кујбишевског загата на Волги (*44*). Он се простире уз Волгу у дужини од 500 km, а уз Каму 300 km; просечна му је ширина око 10 km, а највећи 40 km; површина Кујбишевског загата износи 6.500 km², а запремина воде 58 km³.

Средња годишња величина радијационог биланса у Поволожју износи око 30 ccal/cm², а на Кујбишевском загату 36—37 ccal/cm². Испаравање са површине загата износи 600 mm годишње; за испаравање толике количине воде потребан је утрошак од 36 ccal/cm² годишње. Међутим, са копнене површине годишње испари 322 mm и за то се утроши нешто више од 19 ccal/cm². Остатак од 11 ccal/cm² троши се углавном за загревање ваздуха. Без постојања те разлике Кујбишевски загат би снижавао температуру ваздуха у својој околини, али се то изразитије не запажа због хоризонталног премештања ваздушних маса.

Над самим језером дневна амплитуда температуре ваздуха у јуну износи 6—7°, а на удаљености од обала Кујбишевског загата за 6—10 km она је већ 12—13°C. Утврђено је да Кујбишевски загат делује на термички режим своје околине на удаљености од 5—6 km од обале. У зависности од времена мерења температуре ваздуха изнад језера и над копном на удаљености од 10 km, разлике могу достићи 2—5°C, а понекад, ноћу, је чак за 7—10°C топлије над језером него изнад копна.

На површину Кујбишевског загата излучује се годишње 400 mm, а испари 600 mm, односно 200 mm више. Због повећаног испаравања над језером је релативна влажност ваздуха већа дању за 10—12%, а ноћу за 5—8% него у местима над копном удаљеним 4—5 km од обале језера. Те разлике су нарочито велике у време суша, када дању достижу чак и величину од 20—30%.

Постојање Кујбишевског загата изменило је и режим ветрова у појасу широком око 10 km. При дувању ветра са језера на копно његова брзина се приметно смањује у појасу широком око 1 km, а затим се она поново повећава. При ветру са копна на језеро не запажа се повећање брзине све до удаљености од 400—500 m од обале; у том узаном појасу, тзв. „ветровој сенци", бродови се склањају, јер се на пучини језера брзина ветра нагло повећава, а таласи достижу висину до 2 m.

Кујбишевски загат утиче делимично и на повећање облачности. У ноћним часовима лети је више ниских облака изнад језера и у појасу широком 2—3 km, него у местима која су на већој удаљености од њега.

Очигледно је на примеру Кујбишевског загата да језера имају већи или мањи утицај на микроклиму своје уже околине. Због тога се у околини већих природних и вештачких језера развија и својеврсна микрофлора и микрофауна.

СЕДМА ГЛАВА

КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

1. КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

Делујући у различитим географским условима, климатски елементи и фактори утицали су на формирање различитих *типова климата*. На први поглед рекло би се да је ту немогуће наћи неке правилности, али није тако. Географска расподела појединих компонената климе (као што су радијација, просечне температуре ваздуха, средње висине падавина, карактеристични ветрови у појединим областима итд.), указују на постојање одређених географских законитости: очигледна је зависност некојих компонената климе од географске ширине, од расподеле копна и мора, од рељефа, од утицаја океанских струја итд. Довољно је погледати на карте годишње расподеле глобалног зрачења (сл. 12), годишње расподеле радијационог биланса (сл. 16), јулских изотерми (сл. 36) итд. па да се у положају изолинија уоче извесне правилности. Очигледно је да се и типови климата, који се састоје од тих компонената, подчињавају истим географским закономерностима. Стога је могуће издвајање и уношење у карту географског распрострањења појединих типова климата. Поступајући тако долазимо до *класификације климата*, у чијим оквирима можемо извршити *климатску рејонизацију* Земљине површине или њених мањих делова.

Класификација климата има велики практични и теоријски значај. Основу скоро сваке класификације сачињава анализа једног или два климатска елемента, а ређе више њих. Поред таквих постоје и посебне класификације климата — нпр. за потребе технике, саобраћаја итд.

Бугарски географ Ж. Г ъ л ъ б о в (*26*, 215—216) сврстао је постојеће класификације климата у 6 група. Оне су засноване на основу:

1. *анализа хидротермичких показатеља средњих месечних и средњих годишњих температура и годишње суме падавина*. Таква је класификација климата Б. К е п е н а, изложена први пут 1900, а затим још 4 пута допуњавана и поправљана (последњи пут 1936), као и класификација Н. С и л и н и ч а из 1930. године.

2. *Анализа климата одређених предела* са употребом још неког елемента атмосферске циркулације. Таква је класификација Е м. д е М а р т о н а (1909, 1936), као и А. Х е т н е р а (1911, допуњавана 1930. и 1934. год.).

3. *Анализа дејства климата на остале компоненте географске средине*. Такву су класификацију дали А. И. В о ј е ј к о в (1884), А. П е н к (1910) и Л. С. Б е р г (изложена први пут 1919, објављена 1925, са допунама 1927. и 1938. год.).

4. *Анализа особина својствених биљној физиологији*. Такве су класификације А. А. К а м и н с к о г (1925), С. В. Т о р н т у а ј т а (1931, касније допуњавана 1933. и 1946), Г. Т. С е љ а н и н о в а (1937), пољског климатолога Горчињског (1945) и Ембержеа (1955. год.).

5. *Анализа процеса који дају главне црте климату*. Овакву класификацију климата дао је Б. П. А л и с о в (1936, 1940. и 1950. год.).

6. *Анализа средњих месечних температура најхладнијег и најтоплијег месеца*. Таква је класификација климата А. И. К а ј г о р о д о в а (1955. год.).

У даљем излагању задржаћемо се исцрпније на само 4 класификације климата — на Кепеновој, која је данас најпознатија, на Ем. де Мартоновој, која има претежно географска обележја и веома је добра при проучавању физичко-географских одлика континената, на Алисовљевој, у којој се излаже и генеза климата а и на класификацији климата за техничке потребе.

I. КЕПЕНОВА КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

1. ЗНАЧЕЊЕ СИМБОЛА У КЕПЕНОВОЈ КЛАСИФИКАЦИЈИ КЛИМАТА

В. К е п е н (*84*) је издвојио *пет главних климата*, које је означио почетним великим словима абецеде:

A — тропски влажни климат

B — суви климат

C — умерено-топли климат

D — умерено-хладни или бореални климат

E — хладни климат.

Сем главних климата Кепен издваја у сваком од њих по 2—3 типа, тако да његова класификација обухвата укупно 11 *главних климатских типова*. Они су обележени великим и малим словима латинске абецеде. Свако слово има одређено значење у Кепеновој класификацији. Пре него што се упознамо са њом изложићемо значења слова у тој класификацији (*84*, 127—128):

A — просечна температура ваздуха најхладнијег месеца виша од 18°C,

B — количина падавина испод „сушне границе“ (види стр. 225, B климати),

C — температура најхладнијег месеца између 18° и —3°C,

D — температура најхладнијег месеца испод —3°C, најтоплијег изнад 10°C,

E — температура најтоплијег месеца нижа од 10°C,

F — температура најтоплијег месеца нижа од 0°C,

(G) — планинска клима } примењује се само по потреби

(H) — висинска клима, изнад 3000 m a. в. }

S — степска клима, W — пустињска клима (види стр. 225 BS и BW климате),

T — клима тундре, температура најтоплијег месеца између 0 и 10°C,

a — температура ваздуха најтоплијег месеца изнад 22°C,

b — температура ваздуха најтоплијег месеца нижа од 22°C, али је у току 4 месеца виша од 10°C,

c — само 1—4 месеца температура ваздуха виша од 10°C; најхладнији месец има температуру вишу од —38°C,

d — температура ваздуха најхладнијег месеца нижа од —38°C,

f — стално влажни климат (довољно кише или снега у свим месецима),

g — тип климата долине Ганга — максималне температуре пре зениталних киша и летњих киша,

h — жарки климат, средња годишња температура изнад 18°C,

i — изотермни климат, разлике екстремних месечних температура ниже од 5°C,

k — хладни (зимски) климат са годишњом температуром ваздуха испод 18°C, док је температура ваздуха најтоплијег месеца изнад 18°C,

k' — исто као и k климат, али је температура најтоплијег месеца нижа од 18°C,

l — благи климат, температуре свих месеца од 10 до 22°C,

m — прелазна прашумска клима упркос једног сувог доба,

n — честе магле,

n' — ретке магле, али је велика влажност ваздуха, падавина нема при релативно хладном лету (температура ваздуха нижа од 24°C),

n'' — исто као и n' само је температура лета виша — од 24 до 28°C,

n''' — исто као и за претходно стање, само су температуре лета више од 28°C,

s — најсувље доба у лето односне полулопте,

w — најсувље доба у зиму односне полулопте,

s', w' — суво лето и зима, падавине померене у јесен,

s'', w'' — суво лето и зима, кишно доба подељено краћим сувим периодом,

t' — зеленортски ток температуре ваздуха са најтоплијим добом у јесен,

t'' — судански ток температуре ваздуха са најхладнијим месецом после летњег солстиција,

x — максимум падавина у рано лето са ведрим позним летом,

x' — ретке али плаховите кише у свим годишњим добима,

x'' — први максимум падавина у јесен, а други у пролеће.

На сл. 136 дата је карта Кепенове класификације климата. Приказани су главни климатски типови и њихове најважније варијанте.

Битне одлике главних климатских типова дате су у табл. 48.

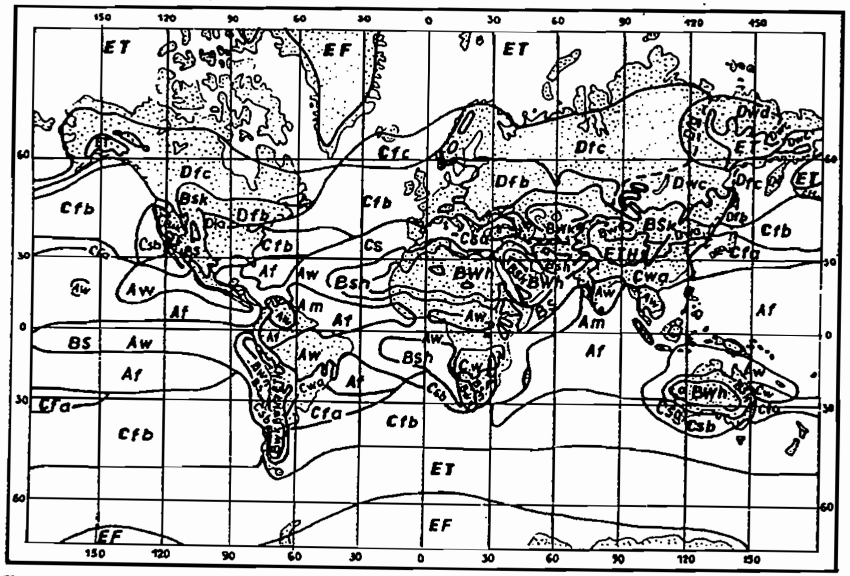
Табл. 48 — **Кепенов систем климата**

Климатска група	Климатски тип
A **ТРОПСКИ КИШНИ КЛИМАТИ** Просечна температура ваздуха најхладнијег месеца виша од 18°C	**Стално влажни** — **Af и Am*** 1. **Af Тропска влажна или прашумска клима** нема сувог периода; најсувљи месец прима преко 60 mm падавина. 2. **Am Тропска монсунска клима** има један суви период и у најсувљем месецу прима мање од 60 mm падавина. Оскудица у падавинама у сувом периоду надокнађује се обиљем падавина у кишном: количина падавина најсувљег месеца од 0, 20, 40 и 60 mm компензује се годишњом сумом падавина од најмање 2500, 2000, 1500 односно 1000 mm.
	Сува зима — **Aw** 3. **Aw Саванска клима** има у најсувљем месецу мање од 60 mm падавина. Зимска оскудица у падавинама не може да се надокнади летњим падавинама.
B **СУВИ КЛИМАТИ** Ако се са r означи средња годишња висина падавина (у cm) а са t средња годишња температура ваздуха (у °C) онда су обележја B климата ова: $r < 2t+28$ (при летњим падавинама) $r < 2t+14$ (када нема кишног периода) $r < 2t$ (при зимским падавинама)	**Степска клима** — **BS** 4. **BS Степска клима:** ако се са r означи годишња висина падавина (у cm) а са t средња годишња температура ваздуха (у °C) онда су карактеристике BS климе следеће: $r \geqq t + 14$ (при летњим падавинама) $r \geqq t + 7$ (када нема сушног периода) $r \geqq t$ (при зимским падавинама)
	Пустињска клима — **BW** 5. **BW Пустињска клима:** ако се са r означи годишња висина падавина (у cm), а са t средња годишња температура ваздуха (у °C), тада су граничне вредности BW климе: $r < t + 14$ (при летњим падавинама) $r < t + 7$ (када нема периода са падавинама) $r < t$ (при зимским падавинама)
C **УМЕРЕНО ТОПЛИ КИШНИ КЛИМАТИ** Просечна температура ваздуха најхладнијег месеца између 18°C и —3°C	**Сува зима** — **Cw** 6. **Cw Синајска или умерено топла кишна клима:** у месецу са највећом количином падавина кише је бар 10 пута више него у најсувљем зимском месецу.
	Суво лето — **Cs** 7. **Cs Средоземна клима или клима маслине:** падавине у највлажнијем месецу веће су бар 3 пута од падавина у најсувљем летњем месецу (падавине у последњим не смеју бити у просеку више од 30 mm)
	Увек влажно — **Cf** 8. **Cf Умерено топла и влажна клима:** незнатне разлике у падавинама у екстремним месецима (највлажнијег и најсувљег).

Наставак таблице 48.

Климатска група	Климатски тип
D **БОРЕАЛНИ СНЕЖНО-ШУМСКИ КЛИМАТИ** Просечна температура ваздуха најхладнијег месеца нижа од —3°C; средња температура најтоплијег месеца виша од 10°C	**Сува зима** **Dw** 9. **Dw Бореални климат са сувом зимом:** у месецу са највећом количином падавина њих је најмање 10 пута више него у најсушем зимском месецу.
	Стално влажно **Df** 10. **Df Влажни бореални климат:** незнатне разлике у падавинама у екстремним месецима (највлажнијег и најсувљег).
E **СНЕЖНИ КЛИМАТИ** Просечна температура најтоплијег месеца нижа од 10°C	**Поларна клима тундре** **ET** 11. **ET Поларна клима тундре:** просечна температура најтоплијег месеца виша од 0°C.
	Поларна клима вечитог леда **EF** 12. **EF Клима вечитог леда:** просечна температура најтоплијег месеца нижа од 0°C.

* Кепен није ставио у главне климатске типове Am климат — тропску монсунску климу, те стога његова основна класификација има 11 главних климатских типова, а изложена их има 12.



Сл. 136 — Карта распрострањења типова климата по Кепеновој класификацији

2. ГЕОГРАФСКО РАСПРОСТРАЊЕЊЕ ГЛАВНИХ КЛИМАТСКИХ ТИПОВА

А. Климати

Af — Прашумска (тропска влажна) клима заступљена је у Амазонији, већем делу слива Конга и на острвима Малајског архипелага. Средња годишња температура ваздуха је виша од 22°C. Годишња амплитуда температуре ваздуха мања је од 6°C, али су дневне амплитуде веће и достижу до 15°C. Просечна годишња висина падавина у крајевима са прашумском климом је преко 2000 mm (у Дебунџи на падинама Камеруна преко 10.000 mm,а на острву Кауаи у групи Хаваја око 11.500 mm годишње). Релативна влажност ваздуха је преко 80%, а просечна облачност је 6 (6/10 неба).

У екваторијалном појасу падавине се излучују преко целе године, али се ипак издвајају два периода — кишни и релативно суви. Максимум падавина прати привидно Сунчево кретање, а упоредо са њим у зони киша помера се и оса екваторијалних киша (сл. 137). Стога у екваторијалном појасу северно од полутара највећи део падавина излучује се од априла до септембра, а јужно од полутара од октобра до марта. Око самог екватора падавине су по месецима прилично уједначене, а излучују се у поподневним часовима (најчешће између 14 и 16 часова) праћене непогодама.

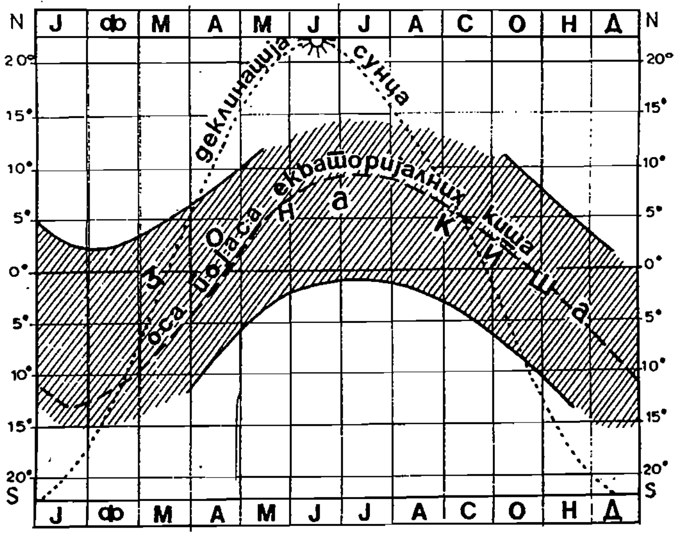
Услови за живот људи у крајевима прашумске климе веома су неповољни. Аклиматизација белаца траје по неколико година. У првим месецима белци тешко подносе високе температуре и велику релативну влажност ваздуха, често без дашка ветра. Организам се привикава уз знатне поремећаје: смањује се крвни притисак, повећава честина пулса до 140—150 удара у минуту, температура тела се повиси и до 38°C, знојење премашује 1 литар на час, осећа се велика жеђ и људи пију до 10 литара воде дневно. Уз све то појављује се апатија, смањује апетит и радна способност. Прве тегобе код нормално здравих особа пролазе већ после три месеца, а пуна аклиматизација наступа тек после две-три године. У приобалским крајевима прашумске климе извесно освежење доноси зморац (ветар с мора, океана), па су приморски крајеви гушће насељени од области у унутрашњости континената са оваквим поднебљем.

Типични представници Af климата су Паданг и Сингапур.

Am — Тропска монсунска клима је најраспрострањенија у приморском појасу југоисточне Азије — у Вијетнаму, јужној Бурми, делти Ганга и Брамапутре и на Малабарском приморју. Незнатно је заступљен у североисточној Аустралији, а више у североисточној Амазонији, у Гијани и источним крајевима Венецуеле. Средња годишња температура у низијским местима виша је од 23°C, годишња амплитуда температура у крајевима који су најдаљи од полутара износи 6—7°C, а у онима који су му ближи 1,5—3,5°C. Највише температуре се појављују пред почетак монсунских киша. Релативна влажност ваздуха је већа од 70%. У време летњег монсуна просечна облачност износи 6 до 9 (6/10 односно 9/10 небо је покривено облацима), а у време зимског

2 до 6. У време летњег монсуна нагло се повећава релативна влажност ваздуха, па су тада услови за живот белаца прилично тешки, слични онима у прашумској клими. Количина падавина већа је од 1000 mm. У неким местима, где и зимски монсун доноси падавине прелазећи преко морских површина (Цејлон и северни Филипини) постоје два максимума падавина. Биљни свет је сличан оном у Af климату.

Типични представници Am климата су Бомбај и Акијаб (Akyab) у Бурми (табл. 49).



Сл. 137 — Расподела падавина у екваторијалном појасу у току године зависна је од привидног кретања Сунца односно од његове деклинације на одговарајућој географској ширини (по Е. Девроу)

Aw — Клима савана је типична у областима које леже између 5—10° и 15—20° на обема ширинама, дакле, у јужном Судану, ванпланинској Етиопији, у приморју између ушћа Џубе и Лимпопа, затим на западном Мадагаскару, у унутрашњости Декана и Индокине, у Северној Аустралији, на пацифичкој обали Мексика, на полуострву Јукатану, у сливу Ориноко и на Бразилској висоравни. Ове области су зими под утицајем субтропског антициклона, у којем због претежног низлазног струјања ваздуха нема услова за кондензацију водене паре, настанка облака и падавина, па се тада појављује сушно доба; у крајевима који су дуж поларних граница Aw климата сушно доба траје око 6 месеци, а дуж полутарских граница до 4 месеца. Лети се субтропски циклони померају према половима за 10—15° географских ширина. Тада у ове области продиру влажне масе тропског ваздуха, доносећи обилне падавине и време као у крајевима са прашумском климом. Ипак, летње кише не могу да надокнаде сву воду које

због сушног периода нема довољно за опстанак шумске вегетације, каква је у областима са Af и Am климатом. Ње има само у узаним појасима који прате речне токове — то су тзв. „галерије шума" —, док иначе преовлађује вегетација типична за савану — високе траве са усамљеним стаблима баобаба, акација и др.

Годишње амплитуда температуре ваздуха већа је него у Af и Am климату и износи 5—12°C. Максималне температуре су пред појаву кишног периода; иако су високе добро се подносе због смањене релативне влажности ваздуха, чија је просечна годишња вредност мања од 80%. Она се повећа у време кишног периода, када су биоклиматски услови слични онима у Af климату. Тада се и облачност повећа — од 2—3 у сувом, до 4—9 у кишном периоду.

Типичан представник Aw климата је Кујаба (Cuiaba) у Бразилу (табл. 49).

Табл. 49 — Типични представници А климата

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.
Af климат — Сингапур — 1°17′ N, 103°51′ E, 5 m a. в													
t° C	25,5	25,8	26,3	26,6	27,0	26,6	26,8	26,5	26,4	26,5	26,1	26,7	26,3
X mm	246	181	185	197	166	177	169	198	175	201	256	263	2414
r %	85	81	82	82	83	82	81	81	81	82	82	82	82
Am климат — Акијаб — 20°8′ N, 92°55′ E, 6 m a. в.													
t° C	20,9	22,6	26,2	28,7	29,4	27,9	27,4	27,3	27,9	27,5	25,5	22,1	26,1
X mm	3	5	13	53	356	1191	1392	1148	564	277	140	20	5166
Aw климат — Кујаба — 15°36′ S, 50°06′ W, 165 m a. в.													
t° C	27,1	27,0	27,1	26,9	25,8	23,9	23,8	25,6	27,4	28,1	27,6	27,2	26,5
X mm	245	227	207	103	51	7	6	28	52	112	153	201	1392

B. Климати

BS — Степска клима се у зависности од средње годишње температуре ваздуха дели на два типа — на BSh и BSk климат.

BSh — Топли степски климат има средњу годишњу температуру ваздуха вишу од 18°C. Најраспрострањенији је у Африци — северно и јужно од Сахаре, потом у југозападној Африци у северозападној Арабији, јужном Ираку и Ирану, у северозападној Индији, као и северно и источно од Велике пустиње у Аустралији.

У вишим ширинама топлог степског климата падавине се излучују зими при продорима циклона; лето је суво, па се зато овај климат по Кепеновом обележавању означава са BShs. У нижим ширинама, према појасу саванске климе, падавине се излучују при летњим продорима влажних тропских ваздушних маса; зиме су суве, а овај тип климата означава се са BShw.

BSk — Хладни степски климат има средњу годишњу температуру ваздуха нижу од 18°C, али је температура најтоплијег месеца виша од 18°C. Најраспрострањенији је у Евроазији — где обу-

хвата јужну Украјину, Прикаспијску низију и степе око Азијских пустиња северно од 35° с. ш. Овај климат је заступљен и јужно од Велике пустиње у Аустралији, као и у Патагонији у Јужној Америци. У Северној Америци је заступљен с обе стране Стеновитих планина.

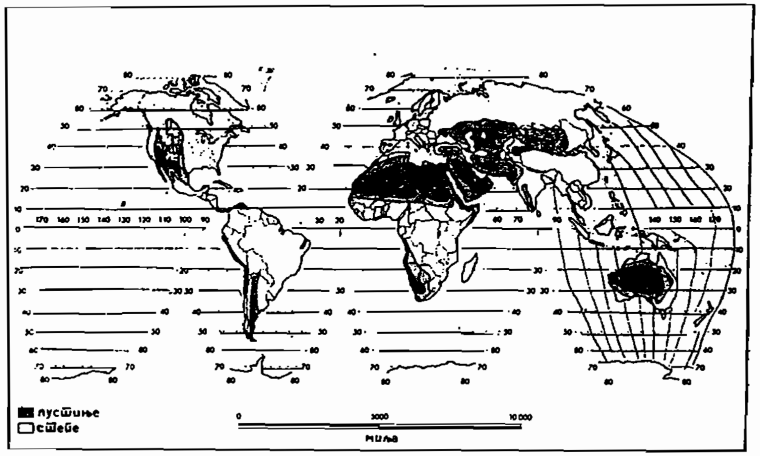
BSk климат је типичан за унутрашњост континената. Падавине се излучују претежно у летњој половини године, па се он може означити као BSkw климат.

Типични представници BS климата су Делхи (BSh) и Ахтуба (BSk) — табл. 50.

BW — Пустињска клима се такође у зависности од средње годишње температуре ваздуха дели на два типа — на BWh и BWk климат.

BWh — Топли пустињски климат има средњу годишњу температуру ваздуха вишу од 18C°. Најраспрострањенији је у Африци, где обухвата највећу пустињу на свету — Сахару, потом у јужној Арабији — Руб ел Хали, у Индији — Тар, у Аустралији — Велику пустињу, у САД — Долину смрти и неке друге мање. Годишња висина падавина у пустињама са BWh климатом мања је од 250 mm годишње. Има места у којима по више месеци нема ни капи падавина (нпр. Каиро, Маскат, Џеда, Хартум и др.) или их уопште нема годинама (Асуан).

BWk — Хладни пустињски климат има средњу годишњу температуру ваздуха нижу од 18°C, али је температура најтоплијег месеца виша од 18°C. Овакву климу имају пустиње у Средњој Азији — од Кара Кума до Гобија, потом на мањим површинама у југозападној Африци — Хамиб, и у јужном приатлантском појасу Патагоније. Годишња висина падавина у пустињама са BWk климом



Сл. 138 — Карта распрострањења пустињских (1) и степских (2) климата

није већа од 150 mm. Типичан представник овог климата је Урумчи у Џунгарији (НР Кина).

Типични представници BW климата су Асуан (BWh) и Урумчи (BWk) — табл. 50. Географско распрострањење BS и BW климата приказано је на сл. 138.

Табл. 50 — Типични представници B климата

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.
BSh климат — Делхи — 28°39′ N, 77°17′ E 220 m a. в.													
t° C	14,3	16,8	23,4	30,7	33,2	33,4	30,2	29,2	28,8	25,9	19,7	15,3	25,1
X mm	25	15	13	10	18	24	193	178	120	13	3	10	672
Bsk климат — Ахтуба — 48°18′ N, E, 45°09′ 5 m a. в.													
t° C	—9,9	—7,9	—1,9	8,1	17,0	21,9	24,7	23,0	15,8	7,7	0,1	—5,7	7,7
X mm	18	15	12	17	25	28	22	18	21	20	26	2,3	245
BWh климат — Асуан — 24°02′ N, 32°53′ E, 128 m a. в.													
t° C	15,0	17,0	20,9	25,7	29,4	32,1	32,8	32,4	30,4	27,6	22,1	16,7	25,2
X mm	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
BWk климат — Урумчи — 43°52′ N, 87°36′ E, 880 m a. в.													
t° C	—15,4	—13,3	—4,6	7,8	14,8	20,1	22,2	20,2	15,8	6,3	—4,6	—12,6	4,7
X mm	5	2	5	10	13	15	5	8	10	15	5	5	98

C. Климати

Cw — Умерено топла (синијска) клима је заступљена у средњој Кини и суподини Хималаје у Азији, на висоравнима Африке јужно од полутара, а у Јужној Америци, у јужном Бразилу и Уругвају. Незнатно је заступљена у источној Аустралији, на источној страни Мадагаскара, у планинама Етиопије и западној половини Мексика али без приморског појаса.

Према просечној температури најтоплијег месеца синијска клима се дели на умерено топлу са жарким летом Cwa у умерено топлу са топлим летом Cwb. Годишњи ток температуре ваздуха и падавина приказан је у табл. 51, где је као типични представник Cwa климата дат Шантоу (Svatou) у Кини, а за Cwb климат Мексико.

Cs — Средоземна клима је карактеристична у приморским крајевима око Средоземног мора, у југозападној Аустралији, јужној Африци (најјужнији крајеви), средњем Чилеу и у Калифорнији. Општа одлика овог климата је сезонска расподела падавина и жарка и топла лета.

Према просечној температури најтоплијег месеца средоземна клима има два типа — Csa и Csb климат; први има жарка, а други топла лета. Типичан представник првог климата, Csa, јесте Атина и Малага, а Csb климата Лос Анђелос. Годишњи ток температуре ваздуха и падавина у овим местима дат је у табл. 51.

Cf — Умерено топла и влажна клима има равномерно расподељене падавине током целе године, што је веома повољно за развој шума (изразито у Cfb „климату букве“). Овај је климат типичан за

Велику Британију, западну Француску, земље Бенелукса, Немачку, Пољску, Данску и јужну Шведску, југоисток САД (изузев Флориду, Cfa — „Вирџинијски климат"), у земљама око ушћа Паране, у јужном Чилеу, у Јапану, источној Аустралији и на Новом Зеланду.

Према просечној температури најтоплијег месеца умерено топла и влажна клима деле се на Cfa климат — влажну субтропску климу (или умерено топлу климу са жарким летом) и на Cfb климат — умерено топлу климу с топлим летом (односно умерено топлу климу западних приморја). Типични представник Cfa климата је Токио, а Cfb климата Париз. Годишњи ток температура и падавина у овим местима приказан је у табл. 51.

Табл. 51 — Типични представници C климата

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.
Cwa климат — Шантоу — 23°27′ N, 116° 45′ E, 10 m a. в.													
t° C	15,0	14,1	16,6	20,9	25,0	27,6	**28,9**	28,8	27,7	24,6	20,3	16,5	22,2
X mm	31	44	96	200	206	**248**	176	167	159	78	41	58	1504
Cwb климат — Мексико — 19°24′ N, 99°12′ W, 2309 m a. в.													
t° C	11,6	13,2	15,4	16,6	**17,6**	16,6	15,6	15,5	15,4	14,4	12,8	12,0	14,7
X mm	6	7	9	20	52	128	**163**	157	151	48	17	7	765
Csa климат — Малага — 36°07′ N, 5°21′ W, 23 m a. в.													
t° C	12,3	13,3	14,7	16,9	19,3	23,0	25,8	**26,1**	23,6	19,5	15,9	13,1	18,6
X mm	80	56	78	61	23	9	2	4	33	76	90	87	599
Csb климат — Лос Анђелос — 34°05′ N, 118°17′ W, 103 m a. в.													
t° C	12,3	12,9	14,0	15,1	16,6	18,9	20,9	**21,4**	20,3	18,2	15,7	13,4	16,7
X mm	78	84	70	26	11	2	0	0	4	17	30	66	388
Cfa климат — Токио — 35°41′ N, 139°45′ E, 6 m a. в.													
t° C	2,9	3,5	6,7	12,4	16,4	20,5	23,9	**25,4**	22,0	15,9	10,2	5,2	13,8
X mm	55	75	111	128	150	166	131	109	**203**	185	109	54	1476
Cfb климат — Париз — 48°49′ N, 2°29′ E, 50 m a. в.													
t° C	2,1	3,7	5,9	10,0	13,1	16,6	**18,0**	17,7	14,7	9,0	5,8	2,7	10,0
X mm	36	28	37	39	47	53	50	47	48	**54**	48	40	527

D. Климати

Dw — Умерено-хладни (бореални) климат са сувом зимом је најтипичнији у источном Сибиру, на совјетском Далеком Истоку, у Манџурији и северној Кини. Dw климат има претежно одлике континенталног поднебља. У областима тог климата зими је развијен антициклон. Он условљава ведро време, ниске температуре ваздуха и малу количину падавина. Међутим, у летњој половини године, када се тле загреје, у овој области је ваздушни притисак нижи него над суседним океанским површинама. Отуда у њој појава слабог (вантропског) летњег монсуна, који доноси око 80% од годишње висине падавина. Монсун је све изразитији у правцу југа. Стога се и количина падавина

повећава у том смеру и на планинама Манџурије и североисточне Кине износи и преко 1.000 mm годишње.

У зависности од просечних месечних температура ваздуха Dw климат се може поделити на четири типа: Dwa, Dwb, Dwc и Dwd климат.

Dwa — С у в а б о р е а л н а к л и м а с а ж а р к и м л е т о м типична је у североисточној Кини. Типични представник овог климата је Пекинг (табл. 52). Његова је одлика да се највећа месечна количина падавина излучује у најтоплијем месецу, а најмања у најхладнијем. Просечна годишња висина падавина је између 500 и 1.000 mm.

Dwb — С у в а б о р е а л н а к л и м а с а т о п л и м л е т о м типична је у северној Манџурији и сливу доњег тока Амура. Типичан представник Dwb климата је Харбин, односно Хабаровск (табл. 52). У погледу режима падавина овај климат има исте особине као и Dwa, само је средња годишња висина мања и износи 450—750 mm.

Dwc — С у в а б о р е а л н а к л и м а с а с в е ж и м л е т о м карактеристична је за источни Сибир и Совјетски Далеки Исток. Називају је још и трансбајкалском климом. Типичан представник овог климата је Чита (табл. 52). Годишња висина падавина је још мања него у претходном климату; она износи 250—400 mm.

Dwd — С у в и б о р е а л н и к л и м а т с а в р л о х л а д н о м з и м о м карактеристичан је у источној Јакутији — у сливовима средњих токова Лене, Индигирке и Колиме. Средње месечне температуре најхладнији месеци ниже су од —38° C. Средња годишња висина падавина је веома мала — мања од 250 mm годишње. Типичан представник Dwd климата је Њижњи Кољимск и Јакутск (табл. 52).

Df — Умерено-хладни (бореални) влажни климат има падавине скоро равномерно распоређене током целе године, па практично нема сувог раздобља. Карактеристичан је за велике површине у северној Азији, северној Европи и северној половини Северне Америке. Док Dw климат има претежно континенталне особине, Df климат има више маритимна својства.

У зависности од просечних месечних температура ваздуха у Df климату се разликују четири типа: Dfa, Dfb, Dfc и Dfd.

Dfa — В л а ж н а б о р е а л н а к л и м а с а ж а р к и м л е т о м је карактеристична у сливу горњег тока реке Мисисипи (изузев планине на западу), у већем делу Доњецког басена и у Влашкој низији. Годишња количина падавина креће се између 550 и 1.000 mm; оне се излучују највише у рано лето, када су потребне многим биљним културама. Типичан представник Dfa климата је Букурешт (табл. 52).

Dfb — В л а ж н а б о р е а л н а к л и м а с а т о п л и м л е т о м типична је за већи део европске територије Совјетског Савеза, за северну Румунију и источну половину Пољске, као и на јапанском

острву Хокаиду, а у Северној Америци у јужној Канади источно од Стеновитих планина. Поред тога Dfb климат заступљен је у виду „острва климе“ на неким планинама — у Алпима, Карпатима, на Кавказу, у Анадолији итд. На јужној полулопти D климат је заступљен једино овим типом на планинама Јужног острва Новог Зеланда. Средња годишња висина падавина је између 300 и 700 mm, које су претежно фронталног порекла. Типичан представник Dfb климата је Москва (табл. 52).

Dfc — В л а ж н а б о р е а л н а к л и м а с а с в е ж и м л е т о м заступљена је у највећем делу Канаде, у Шведској, Финској, северним крајевима европске територије Совјетског Савеза, у западном и средњем Сибиру, као и на Камчатки. Овај климат се одликује наглим прелазом из лета у зиму, тако да практично нема прелазних годишњих доба. Средња годишња висина падавина није велика — 300—550 mm годишње. Типичан представник Dfc климата је Черчил (табл. 52) у Канади.

Dfd — В л а ж н а б о р е а л н а к л и м а с а в р л о х л а д н о м з и м о м заузима мали простор у Сибиру — западно од реке Лене, као и мању површину северно од полуострва Камчатке. Годишња висина падавина је мала — 150—250 mm. Карактеристични представник Dfd климата је Вилујск (око 400 km северозападно од Јакутска).

Табл. 52 — Типични представници D климата

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.
Dwa климат — Пекинг — 39°57′ N, 116°28′ E, 37 m a. в.													
t° C	—4,6	—1,4	5,1	13,8	19,3	24,3	26,1	24,6	20,1	12,5	3,8	—2,4	11,8
X mm	3	5	7	14	42	90	237	152	73	18	9	3	653
Dwb — Харбин — 45°45′ N 126°48′ E, 150 m a. в.													
t° C	—20,0	—15,5	—6,0	5,7	13,4	19,2	22,6	21,1	14,0	5,0	—7,0	—17,1	2,9
X mm	3	5	10	21	41	89	121	103	50	31	11	6	491
Dwc климат — Чита — 52°02′ N, 113°30′ E, 683 m a. в.													
t° C	—27,4	—22,3	—12,4	0,0	7,9	15,7	18,7	15,4	8,2	—1,7	—14,5	—24,1	—3,0
X mm	2	2	3	8	28	46	90	84	33	11	5	5	319
Dwd климат — Јакутск — 62°01′ N, 129°43′ E, 102 m a. в.													
t° C	—43,5	—35,5	—22,2	—7,9	5,6	15,5	19,0	14,5	6,0	—8,0	—28,0	—40,0	—10,4
X mm	6	5	3	6	13	27	33	41	22	12	10	7	187
Dfa климат — Букурешт — 44°25′ N, 26°05′ E, 84 m a. в.													
t° C	—3,4	—0,8	4,8	11,2	16,8	20,4	22,7	22,1	17,5	11,6	4,3	—0,6	10,6
X mm	30	28	38	43	59	110	56	55	52	41	41	31	589
Dfb климат — Москва — 55°46′ N 37°40′ E, 167 m a. в.													
t° C	—10,8	—9,1	—4,8	3,4	11,8	15,6	18,0	15,8	10,1	3,7	—2,8	—8,0	3,6
X mm	36	37	34	42	49	67	79	72	56	59	45	37	613
Dfc климат — Черчил — 58°51′ N, 95°11′, W, 5 m a. в.													
t° C	—28,3	—27,1	—21,2	—10,0	—1,3	5,9	12,1	11,3	5,4	—2,9	—14,9	—23,9	—7,9
X mm	12	15	22	23	24	47	56	68	59	36	26	17	405

Е. Климати

ET — Клима тундре је заступљена у прибрежном појасу северне Европе, Азије и Северне Америке према Северном Леденом океану, на Колинским планинама у источном Сибиру, на полуострву Чукчи, на северном Исланду, на Шпицбершким острвима, источном и западном приморју Гренланда, на антарктичким острвима јужно од 63° ј. ш. и на висоравнима Тибета и Скандинавије. Количина падавина је незнатна и оне се излучују при продорима циклона у више ширине.

Типични представник овог поднебља је Ангмагсалик на источној обали Гренланда — 65° 36′ N, 37° 34′ W, 29 m a. в:

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.
t° C	−7,1	−6,4	−5,5	−2,4	2,0	5,4	7,5	6,4	3,6	−2,4	−4,0	−5,1	−0,5
X mm	88	44	56	61	70	53	54	63	103	159	87	68	906

EF — Климат вечите хладноће је заступљен на арктичким и антарктичким острвима, а најтипичнији је у унутрашњости Гренланда и Антарктиде. Средња месечна температура најтоплијег месеца нижа је од 0° С. Падавина је мало — око 100—150 mm годишње (изузетно 500—750 mm). Ово су најхладнији предели на Земљи са температурама које се зими спуштају испод —50° С, па чак и испод —80° С. Пошто су без сталног становништва, ненасељене, ове области се називају још и „ледене пустиње“.

3. РАСПРОСТРАЊЕЊЕ КЕПЕНОВИХ КЛИМАТА НА КОНТИНЕНТИМА И ОКЕАНИМА

Кепенова класификација климата добила је опште признање многих климатолога. Познати совјетски географ Л. С. Б е р г истиче у свом уџбенику „Основи климатологије“ (1938) да је „Кепен у низу радова дао изврсни систем климата“. Али, ова класификација има и извесне недостатке на које треба указати. Тако се нпр. Арканзас и Мисури битно разликују од Флориде, па ипак су стављени у исти климатски тип и варијанту. Исти је случај са источном Пољском и западним Сибиром, Бенгуелским (Анголским) и Чилеанским приморјем итд. Границе између пустиња и степа повучене су углавном произвољно, без одређеног физичко-географског критеријума. Велику тешкоћу представљају, нарочито за оне који не знају немачки језик, многобројна слова — знаци односно „формуле“ Кепенових климата.

Планиметрисањем климатске карте света по Кепеновој класификацији*, М. Х е н д л (*89*, 50) је одредио површине на којима су заступљени поједини климатски типови (табл. 53). На копну је највише распрострањен BW климат (26,0 милиона km²), а потом Df климат (23,4 милиона km²). На мору је најраспрострањенији Af климат (65,1 милиона km²), а затим ET климат (54,4 милиона km²).

Табл. 53 — Распрострањење Кепенових климата на континентима и океанима

	Af	Aw	As	BS	BW	Cf	Cw	Cs	Df	Dw	Ds	ET	EF	Укупно
Северна Америка	0,2 0,8	0,8 3,3		2,6 10,8	0,8 3,3	3,1 12,9	0,4 1,7	0,5 2,1	10,2 42,3		0,2 0,8	3,5 14,5	1,8 7,5	24,1 100,0
Јужна Америка	3,5 19,7	6,8 38,2	0,1 0,6	1,7 9,5	0,9 5,0	1,6 9,0	2,4 13,5	0,1 0,6				0,7 3,9		17,8 100,0
Евроазија	2,4 4,5	1,9 3,5		5,9 10,9	9,6 17,8	4,3 8,0	3,2 5,9	2,2 4,1	13,2 24,4	6,6 12,2	0,6 1,1	4,1 7,6		54,0 100,0
Африка	1,4 4,8	7,9 27,1		5,7 19,5	11,5 39,4	0,2 0,7	2,2 7,5	0,3 1,0						29,2 100,0
Аустралија	0,7 8,2	0,7 8,2		2,6 30,5	3,2 37,6	0,9 10,6	0,1 1,2	0,3 3,5				0,02 0,2		8,5 100,0
Антарктик													14,1 100,0	14,1 100,0
Острва у Атлантику				0,01 5,0	(<0,01) —	0,03 15,0		(<0,01) —				0,16 80,0		0,20 100,0
Острва у Пацифику	0,15 32,6	0,02 4,4		(<0,01) —	0,01 2,1	0,25 54,4			0,03 6,5					0,46 100,0
Острва у Индиј. ок.	0,14 23,0	0,17 27,9		0,08 13,1	0,02 3,3		0,19 31,1					0,01 1,6		0,61 100,0
Атлантик	6,6 6,2	7,0 6,6	1,0 0,9	12,9 12,1	17,4 16,3	21,5 20,2		9,0 8,5	1,0 0,9			21,2 19,9	8,9 8,4	106,5 100,0
Пацифик	47,4 26,4	17,9 10,0		18,6 10,4	18,9 10,5	46,5 25,9	0,4 0,2	6,3 3,5	2,3 1,2	0,4 0,2		18,4 10,2	2,6 1,5	179,7 100,0
Индијски океан	11,1 14,8	9,8 13,1		7,4 9,9	10,5 14,0	13,7 18,2		3,5 4,7				14,8 19,8	4,1 5,5	74,9 100,0
Копно	8,5 5,7	18,4 12,3	0,1 0,1	18,6 12,5	26,0 17,5	10,3 6,9	8,5 5,7	3,4 2,3	23,4 15,7	6,6 4,4	0,8 0,5	8,5 5,7	15,9 10,7	149,0 100,0
Светско море	65,1 18,0	34,7 9,6	1,0 0,3	38,9 10,8	46,8 13,0	81,7 22,6	0,4 0,1	18,8 5 2	3,3 0,9	0,4 0,1		54,4 15,1	15,6 4,3	361,1 100,0
Земља	73,6 14,4	53,1 10,4	1,1 0,2	57,5 11,3	72,8 14,3	92,8 18,0	8,9 1,7	22,2 4,4	26,7 5,2	7,0 1,4	0,8 0,2	62,9 12,3	31,5 6,2	510,1 100,0

Беле бројке представљају површине континената и океана у милионима kv km, а бројке дате црним слогом су одговарајући проценти.

* У Кепеновој класификацији климата издвојено је 11 главних климатских типова: Af, Aw, BS, BW, Cw, Cs, Cf, Dw, Df, ET и EF. M. Хендл у датој табели издваја у групи A климата посебно As (док тропски монсунски климат, Am, прикључује прашумском — Af), а у групи D климата Ds. Стога у табл. 53 има 13 климата издвојених по критеријуму које је дао В. Кепен.

4. КЕПЕНОВА КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА У ЈУГОСЛАВИЈИ

Кепенова класификација климата пружа добре основе за решавање низа практичних и научних проблема иако има извесне недостатке. У нашој хидрометеоролошкој служби она је прихваћена и по њој је урађена рејонизација поднебља Југославије. Извесно време се користила и класификација америчког климатолога А. Торнтвајта, али је касније напуштена јер не одговара нашим приликама (али је изврсна за североисток САД).

По Кепеновој класификацији климата у Југославији је заступљено десетак варијаната умерено-топлог С климата[1].

У сливу Јадранског мора заступљено је 6 варијаната С климата.

1. Csa — типична етезијска клима: суво и топло лето — у јужном Приморју и на острвима јужно од Виса и Хвара. Типичан представник Csa климата је Хвар.

[1] Поред С климата разматра се укратко и одлика D климата, заступљеног на планинама и у местима изнад 500 m надморске висине.

2. Cs"a(x) — прелазна варијанта етезијске климе: суво лето; у току влажне зиме краћи суви период — у средњој Далмацији. Типични представници ове варијанте су: Задар, Шибеник, Сплит и Макарска.

3. Csax" — прелазна варијанта етезијског климата: суво лето са максимумом падавина у пролеће и крајем јесени; облачност већа него код Csa климата — у ниској Херцеговини. Типичан представник Csax" климата је Столац.

4. Cs"b(x) — прелазна варијанта етезијске климе: нешто свежија лета и хладније зиме — у Херцеговини и јужној планинској Црној Гори. Типичан представник ове варијанте је Никшић.

5. Cfsax" — посебна варијанта етезијске климе: падавине су равномерније расподељене, иако су лета сува и топла, док се и зими јавља краћи суви период — у северној Далмацији, Хрватском приморју и Истри. Типичан представник Cfsax" је Пула.

6. Cfsbx" — још једна варијанта етезијске климе, али знатно удаљена од првог типа; разликује се од варијанте Cfsax" по нешто хладнијем лету — у великим крашким пољима високог крша. Типичан представник ове варијанте је Ливно.

У сливу Црног и Егејског мора заступљено је пет варијанти С климата:

1. Cfw"bx" — посебна варијанта умерено-топлог и влажног климата: у току лета краћи суви период; први максимум падавина у јесен, а други у пролеће — у североисточној Словенији и хрватској Подравини до Ђурђевца. Типичан представник Cfw"bx" је Вараждин.

2. Cfwbx" — посавска варијанта умерено-топлог и влажног климата: зима је сувља од лета; максимум падавина у рано лето — у Славонији, Посавини, Покупљу, северном босанском побрђу, нижем од 500 m a. в. Типичан представник Cfwbx" климата је Загреб.

3. Cfwax" — подунавска варијанта умерено-топлог и влажног климата: зима је нешто сувља од лета, које је врло топло, што је карактеристика континенталног поднебља; максимум падавина се излучује у рано лето — у Војводини, северној и источној Србији. Типичан представник Cfwax" климата је Београд.

4. Cf_s^wbx" — санџачка варијанта[2] умерено-топлог и влажног климата: падавине су равномерно расподељене током целе године; однос између најсувљег и највлажнијег месеца стоје у размери као 1 : 1,6 до 1 : 2,0 (у Cs"b(x) климату овај однос је на Цетињу као 1 : 4,5); ипак, мај и јун су кишнији од осталих месеци, што је иначе одлика континенталног плувиометријског режима — од Травника, преко Сарајева, Прибоја, Новог Пазара и Косовске Митровице у појасу широком 40—70 km. Типичан представник овог климата је Сарајево.

5. Csw"ax" — специфична варијанта етезијске климе: суво лето, веома топло; зимски кишни период подељен краћим сувим; први максимум падавина у јесен, други у пролеће — могла би се означити као македонска варијанта етезијске климе, јер је типична у Македонији у крајевима нижим од 500—600 m надморске висине. Типичан представник ове варијанте је Битољ.

[2] Ова климатска варијанта је распрострањена и изван Санџака, али је у њему најтипичнија.

На вишем земљишту од 500 m и на планинама око јадранско-црноморског развођа појављује се посебна варијанта умерено-хладног (бореалног) климата, коју би требало назвати динарском. По Кепеновим симболима она има знак Dfwbx" на земљишту нижем од 1000—1200 m, а Dfwcx" на земљишту између 1200 и 2000 m надморске висине. Овакво поднебље је и на словеначким и македонским високим планинама.

II. КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА Ем. де МАРТОНА

Француски географ Ем. де Мартон (Emm. de Martonne) разликује шест већих *група климата*, које је означио словима латинске абецеде: А. жарке, В. монсунске, С. медитеранске, D. умереног поднебља, Е. пустињске и F. хладне. У свакој од ових група он издваја поједине *типове климата* — свега 9 са укупно 30 *подтипова или варијаната*.

Ем. де Мартон разликује следеће типове климата: 1. жарки без сувог доба (екваторијални), 2. жарки са сувим добом (тропски), 3. монсунски, 4. пустињски с топлом зимом, 5. пустињски с хладном зимом, 6. умерени са топлом зимом (субтропски), 7. умерени са хладном зимом, 8. хладни са топлим летом и 9. хладни са хладним летом.

Географско распрострањење типова и варијаната климе по Ем. де Мартоновој класификацији приказано је на сл. 135.

1. Индекс суше

Истичући да се „наша познавања климата заснивају на бројкама — средње величине температура, падавина итд.“ Ем. де Мартон напомиње „да не треба бити сувише педантан при употреби бројки; треба рачунати са чињеницом да је *клима укупност појава*“ (*91*, 219), те би месец који се у умереном поднебљу рачуна за влажни у жарком, где је испаравање неупоредиво веће (види табл. 32 и 34), био при истој висини падавина сушни. Због тога је Ем. де Мартон покушао да нађе извесну везу између падавина, температура ваздуха и влажности неке области. У ту сврху он је увео појам тзв. *индекса суше* I који представља функцију падавина (x) и температуре ваздуха (t) а има два облика:

Први образац, $I = \dfrac{x}{t+10}$, користи се при одређивању годишњих вредности индекса суше, док се други образац, $I = \dfrac{12\,x}{t+10}$, употребљава за одређивање његових месечних вредности. У првом обрасцу x и t представљају годишње величине падавина и температуре ваздуха, а у другом обрасцу величине истих елемената, али за сваки месец посебно.

Поређењем карата индекса суше на једној страни и области које се по вегетацији рачунају у суве на другој, Ем. де Мартон је установио „да индекс суше 20 представља прилично добру границу сувоће по годишњим процесима: та иста бројка може да послужи за утврђивање сувих месеци у години“ (*91*, 230).

Према првом обрасцу следеће вредности годишњег индекса суше одговарају одређеним предеоним целинама:

Годишњи индекс суше	Предеона целина
I< 5	— *Изразите пустињске области*, као што је нпр. Сахара. Ареичне области (без редовног отицања воде).
5—10	— *Граничне пустињске области* — пустињске степе, као што је прикаспијска низија. Ово су ендореичне области — унутрашње одводњавање континената.
10—20	— *Степа.* У зависности од рељефа одводњавање је ендо- или егзореично. Индекс 20 представља горњу границу сушних области.
20—30	— *Шумовите степе.* Егзореично одводњавање. Умерено отицање.
30—40	— *Шуме* све више. Стално периферно одводњавање.
I> 40	— *Шуме покривају сав простор.* Отицање обилно. Сувише влаге за житарице.

По другом обрасцу, за месечне вредности, израчунате су средњемесечне вредности индекса суше у Београду за период 1925. до 1940. године (табл. 54).

Табл. 54 — Средњемесечне вредности падавина (x), температура (t) и индекса суше (I) у Београду за период 1925—1940. године

	J	Ф	М	А	М	J	J	А	С	О	Н	Д	Год.	Разл.
Xmm	46	37	48	53	82	76	57	72	47	65	48	56	687	45
t° C	—0 2	1,1	6,2	11,9	16,8	20,4	22,7	21,3	17,8	12,7	8,0	1,1	11,6	22,9
I	56,4	40,0	35,5	29,0	36,7	30,0	21,0	27,6	20,3	34,3	32,0	55,5	31,8	35,2

Највећи индекс суше — од 40,0 до 56,4 — је у зимским месецима (XII—II), а најмањи — 20,3 дакле, на граници сувоће — у септембру, баш у доба када су најнижи водостаји на рекама у нашим крајевима са континенталним плувиометријским режимом.

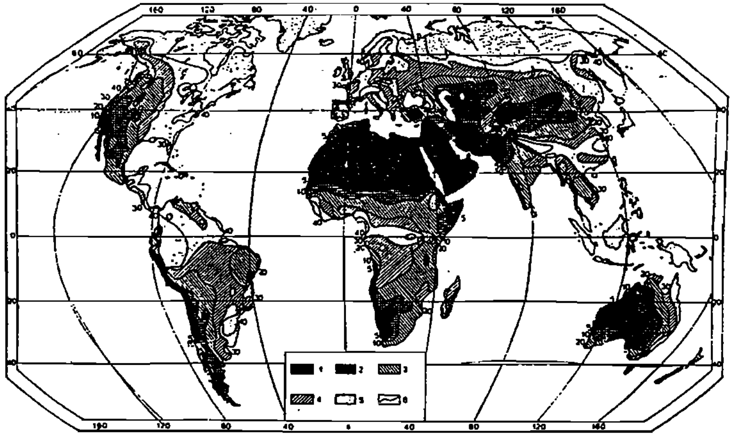
Изоарида — линија која спаја места са једнаким годишњим вредностима индекса суше — са вредношћу I<5 поклапа се са границама пустиња, како тропских тако и вантропских (сл. 139). Изоариде од 10 и 20 поклапају се прилично добро са границама степа, а од 30 са планинским областима умерених предела и зонама тајге и тундре.

Као и остале класификације климата и Ем. де Мартонова има известних недостатака, који потичу због „несавршенства саме формуле, која не узима у обзир влажност тла — важан чинилац за распрострањење биљних формација, нити води рачуна о променама падавина и температура у току године, које условљавају специфични биолошки

ефект тих климатских елемената за време вегетације" (*26*, 173). То је уочио касније и сам Ем. де Мартон дајући 1942. године нови образац за годишњи индекс суше, који гласи:

$$I = \frac{x:(t+10)+12\,x:(t+10)}{2}$$

тј. он је једнак полусуми годишњег индекса и индекса најсувљег месеца. На овај начин добијају се различите вредности годишњег индекса суше у областима са једнаком висином падавина али са различитим плувиометријским режимом.



Сл. 139 — Карта годишњег индекса суше на Земљиној површини по Ем. де Мартону — вредности годишњег индекса суше I: 1. I<5, 2. 5—10, 3. 10—20, 4. 20—30, 5. 30—40, 6. I>40

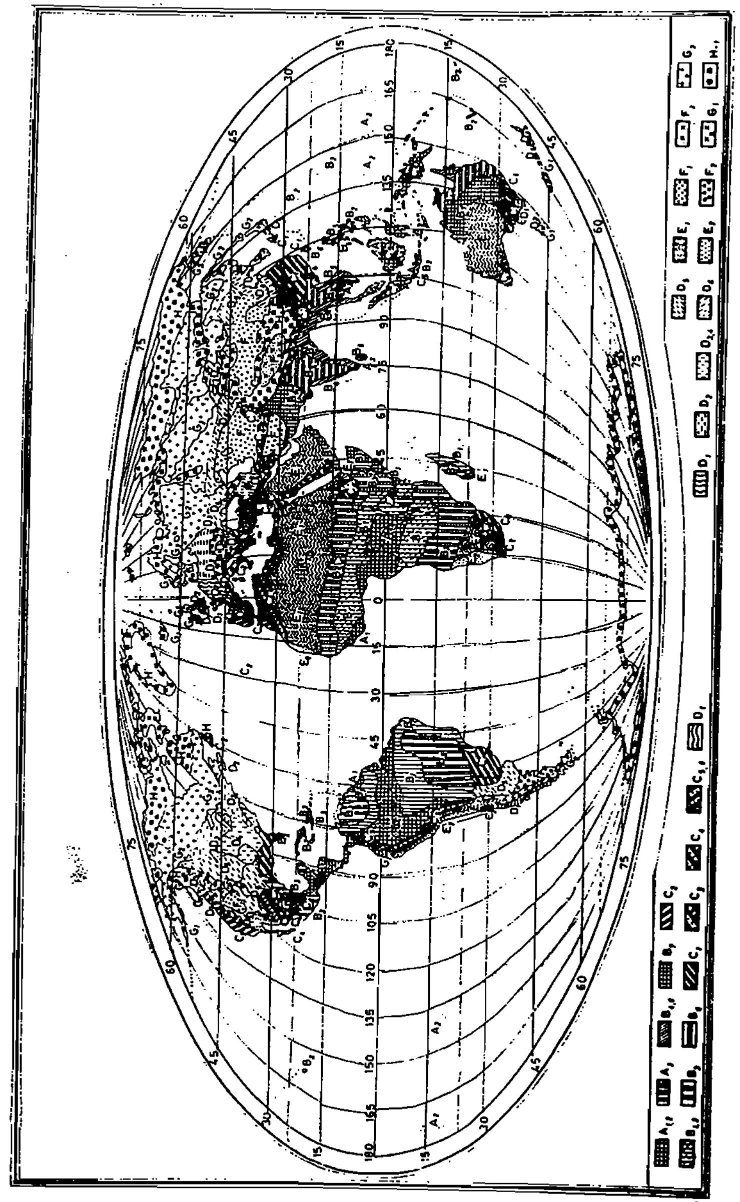
2. ГЕОГРАФСКО РАСПРОСТРАЊЕЊЕ КЛИМАТСКИХ ТИПОВА И ВАРИЈАНАТА ПО КЛАСИФИКАЦИЈИ ЕМ. ДЕ МАРТОНА

Е м. д е М а р т о н је исцрпно изложио карактеристике свих 9 климатских типова[3] и 30 варијаната. Задржаћемо се само на њиховим битним особинама и указати на области њиховог распрострањења, које је приказано на сл. 140.

Жарки климати

У групи жарких климата Ем. де Мартон издваја три основна типа: *Гвинејски климат* (A_1) — екваторијални тип, без сушног периода али са два максимума падавина (зениталне кише) и малом амплитудом температуре ваздуха — најчешће 1—2° С. Карактеристичан је за екваторијалне области Африке и Јужне Америке и за Средњу Америку.

[3] Спајањем екваторијалног и тропског климата у жарки и хладног са топлим и хладним летом у хладни Ем. де Мартонова класификација климата може да се сведе на 7 типова климата, као што је овде и учињено.



Сл. 140 — Карта распрострањења типова климата по Ем. де Мартоновој класификацији (објашњења у тексту)

Судански климат (B_1) — субекваторијални тип, са сушним периодом (понекад два) који траје 3 до 5 месеци и два кишна и са амплитудом температуре ваздуха од 3—5° С. Овај климат лежи северно и јужно од гвинејског климата; распрострањенији је у Африци него у Јужној Америци.

Сенегалски климат (B_3) — тропски тип, са дугим сушним периодом — 3 до 7 месеци и влажним летом; амплитуде температуре ваздуха осетне — 4 до 13° С. Овај климат је распрострањен у тропским областима Африке, Средње и Јужне Америке.

У унутрашњости континента и на платоима који нису виши од 1.000 до 1.500 m, сваки од основних типова испољава се као континенталнији — има веће амплитуде температуре ваздуха и наклоњеност ка сушама.

На океанским острвима, под утицајем огромних водених површина, велика је влажност ваздуха, док су амплитуде температуре незнатне, скоро их и нема. Гвинејском климату одговара екваторијални *океански климат* (A_2), а суданском субекваторијални *полинезијски или хавајски климат* (B_2).

У планинама изнад 2.000 m а. в. због опадања температуре ваздуха настају посебни висински топли климатски типови: гвинејски прелази у *колумбијски климат* (C_5); температура ваздуха нижа је за десетак степени, али су амплитуде остале незнатне (у Квиту само 0,2° С, а у Боготи 1,0° С). Судански и сенегалски климат прелазе у *мексикански климат* (C_6); амплитуде температуре ваздуха су велике — до 17° С (у Сиудад Хереро у Мексику, на висини од 2.010 m).

Монсунски климати

У жаркој и субтропској зони Ем. де Мартон је издвојио 6 монсунских климата:

Бенгалски климат (B_4) — типичан тропски влажни климат са знатним амплитудама температуре ваздуха (од 5,7° С у Бомбају до 11,5° С у Калкути); заступљен је не само у Бенгалији, него и на Малабарском приморју, у Бурми и Асаму и на полуострву Јорк у североисточној Аустралији.

Централно-хиндустански климат (B_6) — суптропски тип климата са изразитим сувим добом и још већим амплитудама температуре ваздуха него што су у бенгалском климату; централно-хиндустански климат је заступљен на Декану, у унутрашњости Индокине и у јужној Кини.

Пенџабски климат (B_7) — субтропски тип климата али са изразитим сувим периодом и амплитудама температуре ваздуха већим него у претходном климату — B_6. Пенџабски климат, који представља варијанту субпустињског климата, заступљен је у Западном Пакистану, на југу Арабије, у Сомалији и на северозападу Аустралије.

Анамски климат (B_5) — субекваторијални тип климата са кратким сувим периодом, јер због повољног пружања обале (у Анаму) и зимски монсун доноси падавине; има знатне амплитуде температуре ваздуха — веће од оних на Короманделском приморју. Анамски климат је заступљен још и на источној половини филипинског острва Лузона.

Камбоџански климат (A_3) — субекваторијални монсунски климат са годишњим током температуре ваздуха скоро сасвим сличним нормалном екваторијалном типу. Због погодног пружања обала према правцу дувања монсуна камбоџански климат се одликује стално влажним поднебљем. Поред Камбоџе заступљен је на крајњем југу Декана и на југозападној половини Цејлона, па га некад означавају и као цејлонски климат.

Кинески климат (C_1) — субтропски климат са обилним зимским падавинама, које су условљене кретањем циклона, карактеристичан за централну Кину, североисточну Аргентину и Уругвај, југоисток САД и Јужноафричке Уније и југоисточно приморје у Аустралији.

Умерени климати са топлом зимом

Међу умереним климатима са топлом зимом Ем. де Мартон издваја 4 типа:

Португалски климат (C_2) — типична океанска варијанта медитеранског климата. Упркос близине океана лето је врло суво у скоро целој Португалији — у Лисабону се од јуна до августа излучи свега 4% годишње висине падавина. Средња месечна температура зимских месеци виша је од 10° С. Сем у Португалији, овај климат је заступљен у мароканском и алжирском медитеранском приморју, око Кептауна у Јужној Африци, око доњег тока реке Мурej и у југозападној Аустралији, као и у Калифорнији.

Грчки климат (C_3) — континентална варијанта медитеранског климата; мада је полуострвска Грчка окружена морима има прилично оштру климу — зими северни ветрови продиру далеко на југ доносећи снег, а ако потрају дуже у Солунском заливу се појави лед поред обала. Летње суше трају 4—5 месеци; температуре ваздуха више су од 20° С пуних 5 месеци. У јулу и августу индекс суше у Атини износи свега 2,4 што одговара областима са пустињским поднебљем. Грчки климат је типичан за приморски појас Егејског мора, али је заступљен још и дуж источне обале Средоземног мора, јужног приморја Турске и на полуострву Барки у Либији.

Сиријски климат (C_4) — изразита континентална варијанта медитеранског поднебља, под јаким утицајем пустиње. Одликује се великим амплитудама температуре ваздуха и падавинама које се излучују у хладнијој половини године; у Јерусалиму, који годишње добије 750 mm падавина, кише уопште нема у три летња месеца, а у мају, септембру и октобру излије се само 17 mm падавина. Сиријски климат је заступљен још у унутрашњости Мале Азије, високим планинама у Ираку и Ирану, дуж западног приморја Арабије, у планини Атласу и приморју Либије, као и у унутрашњости Мексика.

Шпански климат (D_2) — посебна варијанта медитеранског поднебља измењена утицајима вантропског монсуна. Пиринејско полуострво делује као мали континент: зими је због релативно ниских тем-

пература (средња јануарска у Мадриду је 4,5° С) над њим висок притисак, а над околним морима низак; тада дувају хладни суви ветрови ка периферији полуострва. Лети је Пиринејско полуострво под утицајем азорског антициклона, па је мало падавина; највише их је ујесен. (I максимум у новембру) и упролеће. У суштини шпански климат је ближи париском, па је стога и означен његовим симболом.

Умерени климати са хладном зимом

У овој групи климата, који су најраспрострањенији у Евроазији, Ем. де Мартон је издвојио 7 посебних климата:

Бретонски климат (D_1) — океанска варијанта ових климата. Одликује се незнатним амплитудама температуре ваздуха; најхладнији је јануар, а најтоплији август (у Бресту 7,1° С и 18,1° С). Падавине су уједначено расподељене, али их је знатно више у хладнијој половини године, када су чешћи пролази барометарских депресија. Нема већих непогода са провалама облака, али зато данима може да пада ситна кишица. Најниже забележене температуре ваздуха достижу до —1,5°С, а највише до 25° С. Овај климат је типичан за Бретању, југозападну Енглеску, Велс, јужну Ирску, приморски део Британске Колумбије (у западној Канади), јужни Чиле, ширу околину Мелбурна у Аустралији, северну Тасманију и већи део Новог Зеланда.

Пољски климат (D_3) — континентална варијанта, супротна бретонском климату; одликује се сувом и хладном зимом због продора ваздушних маса из сибирског антициклона, а доста топлим и влажним летом — када је и максимум падавина, које се излучују при кретању барометарских депресија по путањама III_a, III_b, IV_b и V_b (сл. 120). У Варшави, типичном представнику овог климата, средња јануарска температура износи —4,01° С, а јулска 18,45° С. Снежни покривач траје око 3 месеца. Пољски климат је сем Пољске заступљен још у северној Украјини и области око Великих језера у Северној Америци.

Париски климат (D_2) — прелазна варијанта између бретонског и пољског климата; према Бресту Париз има континентално, а према Варшави океанско поднебље. Амплитуде температуре ваздуха веће су од 15° С, а максимум падавина је у јесењим месецима, који су незнатно влажнији од летњих. У париском климату снег пада више дана, али се одмах отапа. Зимски мразеви се јављају само ноћу; дању су врло ретки. Лето је умерено топло, али се могу појавити и врућине при продору топлих ваздушних маса са југоистока. Париски климат је заступљен у највећем делу Француске, земљама Бенелукса, Западној Немачкој и источној Енглеској.

Дунавски климат (D_4) — прелазна варијанта између пољског и грчког климата, али са наглашенијим континенталним утицајима, зима је краћа, пролеће влажније, а лето и јесен сувљи него у пољском климату. Представници овог климата су Београд и Букурешт. Сем Панонске и Влашке низије, дунавски климат је типичан и за Паданску низију, као и за равнице око средњег тока реке Мисисипи.

Украјински климат (D_5) — јаче наглашена континентална варијанта дунавског климата — према истоку суше су веће и дуже трају, а зиме хладније и сувље. У Кијеву, који је представник украјинског климата, средња јануарска температура ваздуха износи —6,0° С, а јулска, када је најтоплије, 19,3° С. Максимум падавина је у јулу, а минимум у фебруару; такав плувиометријски режим типичан је за континентално поднебље. Украјински климат је заступљен и изван Украјине: у Прикаспијској низији, северним крајевима Казахстана, Тану-Туви, северозападној Манџурији, у северноамеричким преријама и аргентинским пампама.

Манџурски климат (D_6) — изразито континентално поднебље са специфичним одликама: термички режим типично континенталан — хладне зиме и врло топла, жарка лета —, а плувиометријски режим изразито вантропски монсунски — обилне летње падавине (максимум у јулу), а врло суве зиме: у Пекингу се излучи само у јулу 237 mm падавина, а од новембра до марта — за 5 месеци, свега 27 mm. Овај климат је карактеристичан за низије у југоисточној Манџурији и североисточној Кини.

Јапански климат (D_7) — карактеристичан вантропски монсунски климат: упркос постојању топле Куро-Шиво струје зиме су хладне, што је последица зимског монсуна, који дува са азијског континента: у Токију, који има географску ширину јужног Пелопонеза, средња јануарска температура ваздуха износи само 2,9° С. Зимски монсун је влажан, јер његове ваздушне масе апсорбују доста влаге прелазећи преко Јапанског мора; он доноси доста снежних падавина нарочито планинама дуж западних обала Јапанских острва, док летњи монсун, са Пацифика, обилно влажи њихове источне обале. Јапански климат је најтипичнији на средњем и јужном делу острва Хондо.

Пустињски климати жарког појаса

У овој групи климата Ем. де Мартон је издвојио само два климата:

Сахарски климат (E_1) — најсувљи климат у жарком појасу. Велике су амплитуде температуре ваздуха и тла. Ретке падавине излучују се у северној Сахари у хладнијој, а на њеном југу у топлијој половини године. Степен сувоће се повећава према северном повратнику и од запада ка истоку. У Асуану, који лежи у долини Нила на 24° 02′ N, годинама не падне ниједна кап кише, док је средња годишња температура ваздуха у овом граду 25,2° С — најхладније је у јануару, 15,0° С, а најтоплије у јулу — 32,8° С. Сахарски климат обухвата целу Сахару, а заступљен је и у пустињама Сирије и Арабије, затим око доњег тока Колорада, а на јужној полулопти у Калахарију и у пустињама западне половине Аустралије.

Перуански климат (E_2) — посебна варијанта пустињског поднебља дуж океанских приморја у жарком појасу. Влажност ваздуха је велика, али ипак не долази до засићења ваздуха воденом паром, кондензације и падавина, него се појављују само честе магле. Нема мразева, који су забележени у Сахари, али ни високих температура ваздуха. Сем у приморју северног Чилеа и јужног Перуа, овај климат је заступљен и у дамарландском приморју у Јужној Африци, где у унутрашњости континента прелази у сахарски климат. У Свакомпунду (22° 41′ S, 14° 32′ E), који је типични представник перуанског климата средња

годишња висина падавина износи само 18 mm; у јуну и јулу нема падавина, а максимум је у децембру, када се излучи 4 mm кише. Амплитуде температуре ваздуха су незнатне — мање од 5° C.

Пустињски климати умереног појаса

Пустињске климате изван жарког појаса Ем. де Мартон назива хладним и међу њима издваја два типа:

Аралски климат (F_1) — типично поднебље у Азијским пустињама изван жарког појаса. Лето је врло топло. Ем. де Мартон каже да је чак топлије него у Сахари (*91*, 291), али није тако: средња јулска температура у Термезу (38° 00′ N 68° 00′ E, 302 m a. в.) износи 31,5° C, док је нпр. у Асуану она виша од тога у јуну, јулу (32,8° C) и августу. У северним крајевима пустиња око Аралског језера падавине се излучују у летњим месецима, а у јужним у зимским. Тада, зими, у Аралску — који је око 800 km северније од Термеза — средња јануарска температура ваздуха износи —14,0° C, а у самом Термезу је тада +1,0° C! Аралски климат је заступљен још и у пустињама Ирана, Авганистана и Монголије. У нешто измењеном виду је на платоима Великог басена у САД.

Патагонијски климат (F_2) — под утицајем океана патагонијски климат има мање амплитуде температуре ваздуха, али и мало падавина, које се излучују највише зими; у Сарменту (45° 30′ S, 69° 00′ W) се излучи годишње 125 mm падавина са максимумом у јулу — 21 mm, док су најсувљи децембар и јануар — по 4 mm падавина. Средња месечна температура јануара је 18,1° C, а јулска само 3,4° C. Овај климат није заступљен у другим областима.

Хладни климати

У групи хладних климата Ем. де Мартон је издвојио 4 типа:

Норвешки климат (G_1) — океанска варијанта хладног климата — свеже лето и релативно блага зима. У Трондхејму, који се може узети за типичног представника норвешког климата, средња месечна температура ваздуха износи у јулу, најтоплијем месецу, 14,0° C, а у фебруару, који је најхладнији, само —2,9° C иако овај град лежи на 63° 26′ N. Падавине су обилне и доста уједначено расподељене током године. Максимум падавина је у јесењим месецима, када су најчешћи продори барометарских депресија. Норвешки климат је заступљен још у Шкотској и на јужном приморју Аљаске.

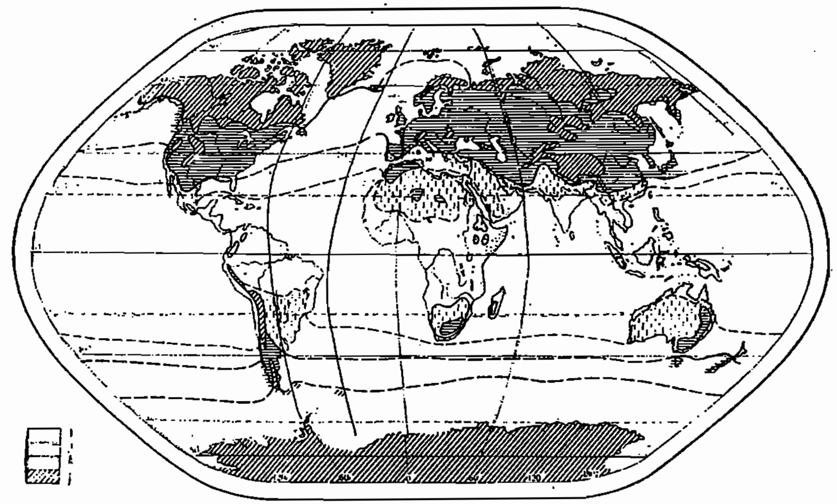
Сибирски климат (G_2) — изразито континентална варијанта хладног климата — зиме су врло хладне и дуге, а лета за те ширине врло топла. У новосибирску (55° 02′ N, 82° 55′ E, 139 m a. в.) температуре ниже од 0° C трају 6 месеци — од новембра до априла; најхладнији месец је јануар —19,0° C, а најтоплији јули +19,0° C. Јули је истовремено и падавинама најбогатији месец, док је најсиромашнији април. Сибирски климат је заступљен у Сибиру, изузев његових северних крајева, у сливу Амура, у северној половини европске територије Совјетског Савеза, у Финској и средњој Шведској, у северној Канади изузев појас према Северном Леденом мору и на острву Огњеној земљи.

Поларни климат (H) — поднебље високих географских ширина — изразито хладно на Антарктику и Гренланду, као и у североисточном Сибиру и северној Канади, а мање хладно на острвима у Северном Леденом океану, која су под минималним упливом мањих огранака Голфске струје. Представник овог климата је Верхојанск (67°33′ N, 133°23′ E, 122 m a. в.). Зима је веома хладна и са минималним падавинама: средња месечна температура у јануару је —50,1° C, а у току 7 месеци са температурама ваздуха нижим од 0° C излучи се само 33 mm падавина. Лето је за те ширине топло; средња месечна температура јула је +15,1° C. Тада се излучује и максимум падавина (27 mm), којих је у Верхојанску веома мало — средња годишња висина износи само 128 mm.

Екстремне минималне температуре у поларним областима Сибира, Канаде, на Гренланду и на Антарктиди знатно су ниже од —50° C. Најниже забележене температуре износиле су: —67,8° C у Верхојанску, а —70,00° C у Ојмјакону; у средини гренландског инландајса —66,1° C, у Форт Јукону (Аљаска) —62,8° C; најнижа температура на Земљи забележена је у совјетској антарктичкој станици „Васток" у Источној Антарктиди и износила је —88,3° C (у августу 1958.).

Алпијски климат (H_1) — планинска варијанта умерено топлих климата, измењена под утицајем високог планинског рељефа. Одликује се дугим, хладним и снежним зимама, а краћим, свежим и кишним летима. Типичан је за Алпе, Кавказ, Хималаје и Куен Лун, као и за Масив Алтаја.

Области са поларним и алпијским климатом доста добро се поклапају са крајевима у којима је број дана са мразом дужи од 90 дана (сл. 141, 4).



Сл. 141 — Карта области без мразева (1), са повременим мразевима (2), са мање од 90 дана са мразевима (3) и преко 90 дана са мразевима (4) годишње (по J. Блитгену)

III. АЛИСОВЉЕВА КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА

Класификација климата совјетског климатолога Б. П. Алисова (77) заснована је на генетском принципу. Полазећи од *услова опште циркулације атмосфере* Алисов издваја 7 основних климатских појасева — *екваторијални, два тропска, два умерена и два поларна* (сл. 142). Битне одлике поднебља у климатским појасевима зависе од особина ваздушних маса *само једног типа:* екваторијалног, тропског, поларног (умереног) и арктичког (на јужној полулопти антарктичког) ваздуха.

Између основних климатских појасева налази се 6 прелазних појасева — по три на свакој полулопти. Прелазни појасеви се одликују *сезонским сменама* преовлађујућих ваздушних маса; то су: *два појаса тропских (екваторијалних) монсуна, два субтропска појаса и субарктички појасеви.* У сваком појасу издвојене су њихове маринске и континенталне варијанте.

Границе климатских појасева одређују се *по средњем положају климатских фронтова* (сл. 109 и 110).

Опште одлике климата по Алисовљевој класификацији су следеће:

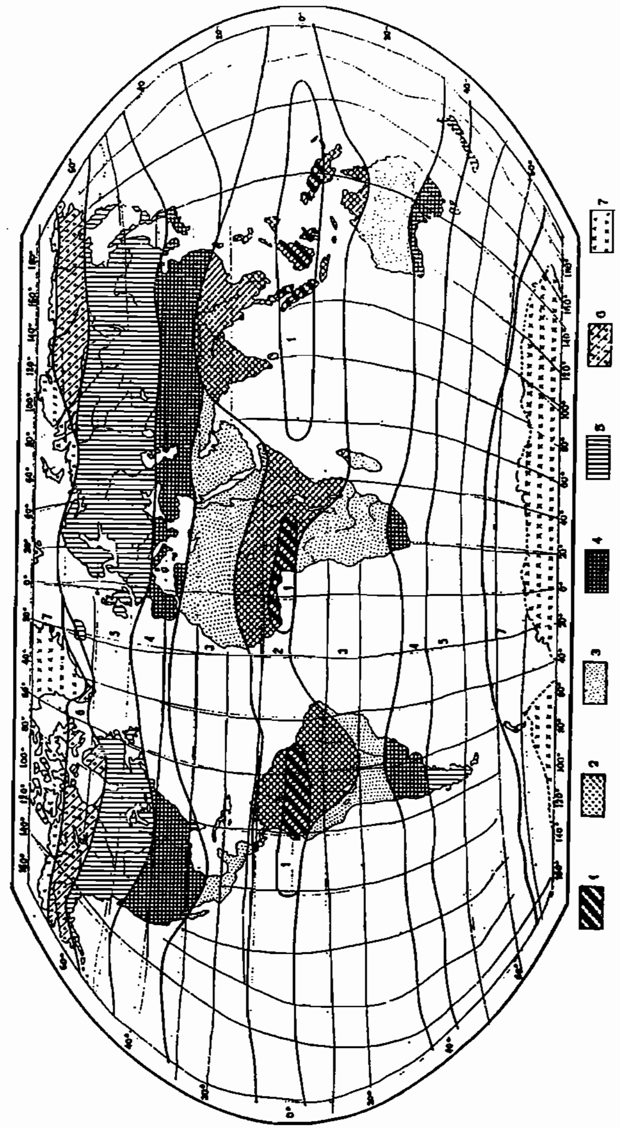
1. Појас екваторског ваздуха одликује се топлом и влажном климом у току целе године. Масе екваторског ваздуха формирају се трансформацијом тропског ваздуха. Оне су у току целе године изложене јаком Сунчевом загревању. Због тога је температура ваздуха висока и у свим месецима креће се од 23° (Либервил) до 29° (Манаос). Јака термичка конвекција условљава падавине конвективног постанка (гл. 3, 33). Њихова средња годишња висина износи 1000 до преко 700 mm (Андагоха у Колумбији). У појасу екваторског ваздуха заступљена су два климатска типа — континентални у областима cEV и марински у областима mEV (види сл. 109 и 110).

2. Појас екваторских монсуна је прелазни климатски појас и лежи између зимског и летњег положаја тропског фронта. У образовању климата зими преовлађује утицај тропског ваздуха (пасатски ветрови), те су зиме суве; међутим, лети преовлађује екваторски ваздух, па су лета кишна. Годишња висина падавина у низинама креће се од 460 mm (Маракаибо) до 3350 mm (Лагаспи на острву Лузону), а на падинама планина и до 12.000 mm (Черапуња на падинама планине Каси у Индији). Средња месечна температура свих месеца креће се између 20 и 30°C.

У појасу екваторског монсуна разликују се четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и климат источних обала.

3. Појас тропског ваздуха лежи у зони високог ваздушног притиска. Изнад континената и западних обала ваздух је сув, те се излучује незнатна количина падавина (Хартум 132 mm, Лима 45 mm годишње). Због скоро стално ведрог неба загревање је велико, те је температура ваздуха висока (средња месечна температура ваздуха у мају у Хартуму износи 33,5°C); дању се ваздух загреје у пустињама до 58°C (у Ел-Азизи у Либији) а тле до 80°; ноћу је радијација толика, да су

забележени и мразеви у тропским пустињама. На источним обалама континената ваздух је топао и влажан (у Тампику се излучује годишње 1250 mm падавина).



Сл. 142 — Карта распрострањења типова климата по класификацији Б. П. Алисова — средњи положај ваздушних маса: 1 — екваторска, 2 — екваторских монсуна, 3 — тропска, 4 — субтропска, 5 — умерених ширина, 6 — субарктичка, 7 — арктичка односно антарктичка

У појасу тропског ваздуха издвајамо четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и климат источних обала континената.

4. **Појас субтропског ваздуха** лежи у прелазном појасу зимског и летњег положаја поларног фронта. У образовању климата учествује лети тропски, а зими поларни ваздух. Због тога температура ваздуха лети износи просечно око 30°, а зими се спушта и до 15° испод нуле. Падавина је мало, нарочито у равницама — мање од 200 mm (Термез 59, Аралск 102 mm годишње), док се на планинама излучује преко 1500 mm (Ласа на 3700 m a. в. прима годишње 1600 mm падавина). Падавине се излучују на фронту између тропског и поларног ваздуха.

И у појасу субтропског ваздуха разликујемо четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и климат источних обала континената.

5. **Појас ваздуха умерених ширина** лежи између појаса субтропског и појаса субарктичког (субантарктичког) ваздуха. Климат овог појаса образује се како утицајем локалних услова на поларни ваздух, тако и продорима арктичког (антарктичког) и тропског ваздуха. Велики значај имају циклони на поларном и арктичком фронту, који условљавају обилне фронталне падавине. Зими се падавине излучују из маринског ваздуха, који се издиже изнад прехлађеног континенталног, а лети из континенталног, када су заступљене и конвективне падавине. У континенталним областима средња јулска температура (на северној полулопти) у многим местима је виша од 22° (у Ахтуби 24,7°C, док је зими, јануарска температура, нижа и од 15 степени испод нуле (у Винипегу — 19,4°C). Амплитуда екстремних температура ваздуха изнад континената достиже до 60°C, а изнад океана до 15°C.

У појасу ваздуха умерених ширина издвајамо четири климатска типа — континентални, марински, климат западних обала и монсунски климат на источним обалама континената.

6. **Појас субарктичког (субантарктичког) ваздуха** лежи у прелазном појасу зимског и летњег положаја арктичког фронта. У овом појасу лети преовлађује поларни ваздух, а зими арктички. Лети су температуре доста високе — у јулу изнад 10°C, а зими се спуштају и преко 50° испод нуле, те су амплитуде температуре ваздуха веће од 60° али само изнад континената, док су изнад океана до 20°C. Падавине су искључиво фронталне а њихова годишња висина у већини места је мања од 250 mm (Верхојанск 128 mm).

У појасу субарктичког ваздуха разликујемо само два климатска типа — континентални и марински.

7. **Појас арктичког (антарктичког) ваздуха** формира се у зони са негативним топлотним билансом, због чега је температура ваздуха скоро увек нижа од нуле. У овом појасу забележене су до сада најниже температуре ваздуха на Земљи — на Антарктиди у совјетској антарктичкој станици „Восток" до 88,3° испод нуле! У атмосфери преовлађује антициклонско стање, које се појачава зими, а слаби лети, када се излучује већи део падавина. Њихова годишња висина је само изузетно већа од 250 mm.

Табл. 55 — Шема климатских појасева (по географским ширинама) и климатски типови (77, 27)*

Климатски појасеви	Климатски типови
I. Појас екваторијалног ваздуха	1. Екваторијална континентална клима. — Предео: влажна екваторијална шума (по Кепену — клима Af) 2. Екваторијална океанска клима
II. Појас екваторијалних монсуна или субекваторијални појас	1. Клима континенталних монсуна. — Предео: саване (по Кепену — клима Am) 2. Клима океанских монсуна 3. Монсунска клима западних обала континената. — Предео: саване 4. Монсунска клима источних обала континената. — Предео: влажна екваторијална шума (по Кепену — клима Af)
III. Појас тропског ваздуха	1. Тропска континентална клима. — Предео: тропске пустиње (по Кепену — клима BW) 2. Тропска океанска клима 3. Клима источних ивица океанских антициклона. — Предео: приморске влажно-магловите пустиње (по Кепену — клима BWn) 4. Клима западних ивица океанских антициклона. — Предео: приморске тропске шуме (по Кепену — клима Af)
IV. Суптропски појас	1. Субтропска континентална клима. Предео: субтропске пустиње и степе (по Кепену — клима BS) 2. Субтропска океанска клима 3. Субтропска маритимна клима западних обала континената. — Предео: медитеранска клима (по Кепену — клима Cs) 4. Субтропска монсунска клима источних обала. — Предео: субтропске шуме (по Кепену — клима Cw)
V. Појас ваздуха умерених ширина или „поларног ваздуха"	1. Континентална клима умерених ширина. — Предео: полупустиње, степе, шуме умереног појаса (по Кепену — клима D) 2. Океанска клима умерених ширина 3. Маритимна клима западних обала. — Предео: ливаде, букове шуме (по Кепену — клима Cf) 4. Монсунска клима источних обала. — Предео: шуме и степе умереног појаса (по Кепену — клима Dw)
VI. Субарктички односно субантарктички појас	1. Субарктичка континентална клима. — Предео: тајга, шумотундра (по Кепену — клима Dc) 2. Океанска субарктичка односно субантарктичка клима (по Кепену — клима ET)
VII. Појас арктичког односно антарктичког ваздуха	1. Арктичка клима. — Предео: тундра, ледене пустиње (по Кепену — клима ET и EF) 2. Антарктичка клима. — Предео: тундра, ледене пустиње (по Кепену — клима ET и EF)

* У сваком климатском типу могу да постоје два главна подтипа: клима низија и планинска клима.

У појасу арктичког ваздуха могуће је само у току лета издвојити континентални и марински климатски тип.

Очигледно је да су климатски појасеви издвојени по особеностима динамике атмосфере. Климатски типови су резултат деловања више чинилаца: географске ширине, опште циркулације атмосфере, особина подлоге и др., због чега је поднебље у најужој вези са географском средином, чији је интегрални део.

IV. КЛАСИФИКАЦИЈА КЛИМАТА ЗА ПОТРЕБЕ ТЕХНИКЕ

Немачки метеоролог В. Б е р (W. Böer) изложио је класификацију климата за потребе технике (79). Полазећи од неопходности климатске заштите појединих техничких производа, Бер истиче да су температура ваздуха и његова влажност најзначајнији показатељи. Али, за поједине производе значајни су и други климатски елементи: радијација, падавине, загађеност ваздуха итд. Узимајући све то у обзир Бер издваја 4 посебна типа климата:

1. Хладни климат је заступљен у областима чија је просечна температура најхладнијег месеца нижа од —15°C, док се екстремне минималне температуре испод —40°C могу у тим областима појавити сваке године. Релативна влажност је често доста висока, нарочито зими. Карактеристичне су ниске падавине.

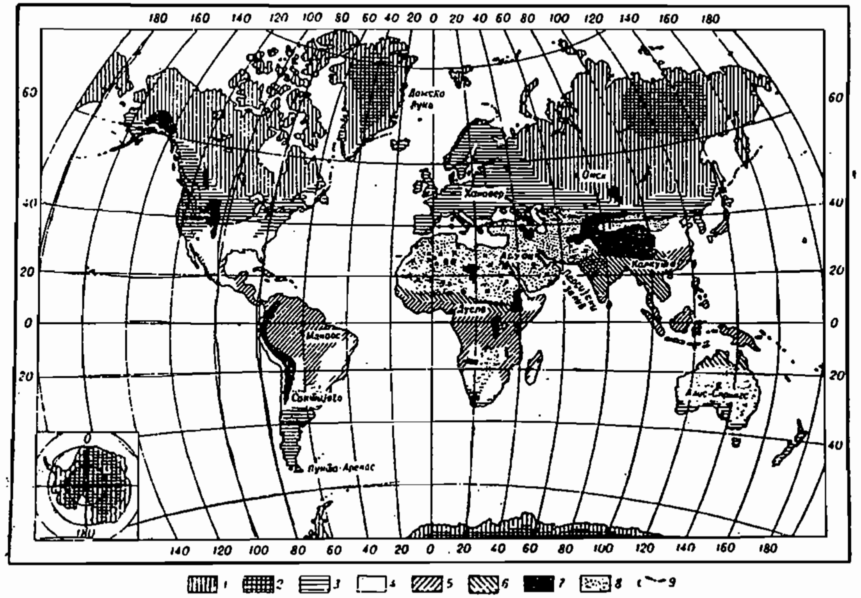
У областима са веома хладним климатом, температура ваздуха се спушта испод —55°C, а на Антарктиди и испод —80°C. Те области су посебно означене на сл. 143. При тако ниским температурама ваздуха многе материје имају друкчије особине: челик постаје крт скоро као стакло, бензин густ као нафта, а нафта постаје потпуно чврста, тако да се секиром сече на комаде . . .

2. Умерени климат у класификацији климата за потребе технике заступљен је у областима где су средње месечне температуре ваздуха на границама са хладним климатом зими више од —15°C, а на границама са областима са топлим климатом лети ниже од +25°C. У овом климату дешава се често да се зими температуре ваздуха спусте и испод —30°C, а лети се дижу и изнад +37°C. Падавине се излучују током целе године, а зими и у виду снега. При температурама изнад 20°C релативна влажност је ретко кад виша од 80%.

Због неких производа потребно је простор са умереним климатом поделити на умерено топли и умерено хладни климат. Границе последњег означене су на прегледној карти (сл. 143) изотермом од —25°C. На јужној полулопти умерено хладни климат није заступљен.

3. Суви жарки климат заступљен је у областима где је бар један месец средња месечна температура виша од +22°C, а средња месечна релативна влажност није велика. У областима са таквим климатом могу зими бити и врло ниске температуре — у пустињи Гоби и испод —25°C. За овај тип климата карактеристични су велика глобална радијација, високе температуре ваздуха при малој релативној влажности и велики садржај песка и прашине у ваздуху.

У топлим пустињама температура ваздуха може бити и преко 45°C. У Ел Азизи, на северу Сахаре, забележена је у хладу температура од +57,8°C. Географски положај рејона у којима се могу појавити изразито високе температуре ваздуха приказан је на прегледној карти (сл. 143) крстићима.



Сл. 143 — Карта распрострањења типова климата за потребе технике по В. Беру: 1 — хладни климат, 2 — веома хладни климат, 3 — умерено хладни климат, 4 — суви жарки климат, 5 — влажни климат, 6 — променљиви климат, 7 — висина преко 2200 m изнад мора, 8 — области са великом радијацијом — већом од 600 cal/cm² дневно, 9 — изотерма годишњег минимума температуре од —25°C

4. Влажни жарки климат типичан је за области у којима је средња месечна температура ваздуха бар један месец виша од +20°C, али је у том истом месецу релативна влажност већа од 80%. Температура ваздуха у тим областима ретко кад прелази +40°C. Висина падавина у појединим месецима већа је од 200 mm.

За области са влажним жарким климатом карактеристично је поред високих температура, честих провала облака, тешко подношљивих запара и мала амплитуда температуре ваздуха. На прегледној карти (сл. 143) посебно су издвојене области које у једном годишњем добу припадају влажном жарком климату, а у другом сувом жарком климату.

У Персијском заливу повремено се наилази при температури ваздуха од +35°C на релативну влажност ваздуха од преко 80%. Такву комбинацију ова два елемента човек тешко подноси — има осећај

неподношљиве топлоте. Али, у истим крајевима може бити при тако високој температури и врло мала релативна влажност, што се лакше подноси.

Бер је посебно издвојио и *климат високих планина* у крајевима који леже изнад 2200 m а. в. На океанима хладни климат нема практичан значај јер су при средњим месечним температурама ваздуха нижим од —15°C мора покривена ледом. И подела на суви жарки и влажни жарки климат на океанима нема практично никакав значај с обзиром на релативну влажност ваздуха, која је увек велика и често прелази 80%.

Берова класификација климата за потребе технике даје само општи преглед њихових основних особина. За посебне сврхе Бер препоручује исцрпна проучавања поднебља. Нарочито су за праксу значајна његова излагања о утицају времена и климе при превозу и чувању неких врста техничких производа и сировина. Тако нпр. Бер предлаже превоз великих агрегата и електромотора из Европе у Индију крајем октобра, како би ови производи пре уграђивања били подвргнути мањим падавинама, којих у току од неколико месеци практично нема. Ако би се таква роба слала у пролеће, онда она стиже у Индију у време летњег монсуна, па је више месеци изложена или кишњењу или чувању у магацинима, где је и велика релативна влажност ваздуха може више или мање да оштети. При превозу појединих врста хигроскопне робе морским бродовима посебна пажња се обраћа микроклими бродских складишта. Какви ће бити оптимални услови у складиштима за поједине врсте робе зависи не само од мора по којима плове бродови, него и од њихових брзина. Зато се при коришћењу класификације климата за потребе технике у практичне сврхе морају у неким случајевима узимати у обзир и други елементи, а не само климатски.

ОСМА ГЛАВА

ПРОМЕНЕ КЛИМАТА

1. ПАЛЕОКЛИМАТОЛОГИЈА, ЊЕНИ ЗАДАЦИ И МЕТОДЕ

Клима је једна од најзначајнијих макрокомпонената географске средине. Било какве промене климе неминовно повлаче веће или мање измене осталих макрокомпонената односно лика географских пејсажа. Због тога се проблемом промене савремене климе баве не само климатолози, него и стручњаци сродних наука, као и многи практичари. Поједини научници истичу да се човечанство налази на почетку новог леденог доба, други доказују супротно. У ту дискусију умешала се и телевизија — најутицајнији медијум савременог информисања, као и многи научно-популарни часописи. Тако је формирано опште интересовање народних маса и сваки човек поставља последњих неколико година питање на које и научници покушавају да одговоре — да ли се мења савремена клима? Ако се мења — због чега, шта је узрок тих промена? Какве последице по човечанство могу да буду промене савремене климе?

Појам о променама и колебању климата. — Постоји мноштво података о променама климе у геолошкој прошлости, које се проучавају посебним методама. Има и обиље података о значајним захлађивањима климе. Из летописа је познато да се Црно море више пута залеђивало, а 859. год. заледила се и површина Јадранског мора; суровиx зима 1621. и 1669. год. замрзао се Босфор, а 1709. год. Јадранско море поред обала (5, 234). Има и података о периодима са мало падавина, о дугим сушама, али и година са много падавина и великим поплавама. Ипак, све те промене нису још доказ да се клима мења.

Под променама климе подразумева се прогресивно побољшавање или погоршавање поднебља, у току којег се дешавају измене метеоролошког режима, нпр. дуготрајно повишавање или снижавање температуре ваздуха и одговарајуће законите промене других метеоролошких елемената. Такве усмерене промене метеоролошких елемената могуће су само при променама фактора који утичу на образовање одређеног климата. То може да буде промена у количини топлоте, коју Земљина површина прима од Сунца, измене у рељефу Земље и прерасподеле копна и мора, измена албеда и самог састава Земљине атмосфере. Све то може да промени топлотни и водни биланс Земље, па према томе и да формира друкчију климу од претходне у појединим областима наше планете или на целој њеној површини. Значајније промене климе Земље збивале су се у дужим временским периодима, приближно трајању неке геолошке епохе (5, 235).

У краћим временским размацима немогуће је да се поуздано утврди, да ли се стварно мења клима, тј. да се дешавају усмерене промене метеоролошких елемената, или се пак ради о *ритмичним променама климе*, које имају различита трајања (најпознатији је 11-огодишњи циклус, али постоје и други — много дужег трајања — 1800—1900 година).

Значај проучавања промена климе. — *Палеоклиматологија проучава промене и колебања климе у геолошкој и историјској прошлости.* Њене методе се своде на три групе коришћених података; прву сачињавају *резултати инструменталних осматрања* на метеоролошким станицама и који само за неколико места имају низ дужи од 150 односно 200 година; другу сачињавају подаци о времену и клими сачувани у старим белешкама, летописима и другим историјским изворима; трећу представљају посредни индикатори о променама климе у геолошкој прошлости очувани у стенама Земљине коре. Квантитативне податке дају само инструментална мерења, а остали само квалитативне особености климе у историјској односно геолошкој прошлости.

Велики допринос новијем развоју палеоклиматологије даје коришћење изотопа ради утврђивања палеотемпература и, према томе, палеоклимата. Тај се метод заснива на одређивању изотопа кисеоника O^{18} и O^{16} које садрже седиментне стене у мору. Однос између изотопа зависи од температуре воде у којој су образовани седименти. Ако је температура воде била ниска, то је знатно више изотопа O^{18}; повишење температуре воде у мору одражава се у седиментима смањењем разлике у количини оба изотопа. На тај начин, *утврђивањем међуодноса изотопа $O^{18}:O^{16}$ у маринским седиментима и фосилима може да се одреди температура воде ишчезлих мора.* Тако је нпр. утврђено да је температура кретацејских мора у поларној области износила најмање 10—15°C. Па ипак, изотопни метод не даје апсолутно тачне, већ само приближне податке о палеотермичким режимима несталих мора.

Проучавања промена климе у прошлости имају велики научни и практични значај. Упознавање са закономерностима промене климе омогућава да се усаврше *догорочне прогнозе времена* и да се благовремено утиче на побољшавање климе; наука и техника су већ и сада у стању да мењају време и климу на мањим територијама, а у скорој будућности њихов утицај у том погледу ће достићи глобалне размере. Подаци о палеоклими са палеоклиматским картама су веома значајни за истраживање неких рудних лежишта у Земљиној кори.

2. ИНДИКАТОРИ ЗА УТВРЂИВАЊЕ ПАЛЕОКЛИМАТА ЗЕМЉЕ

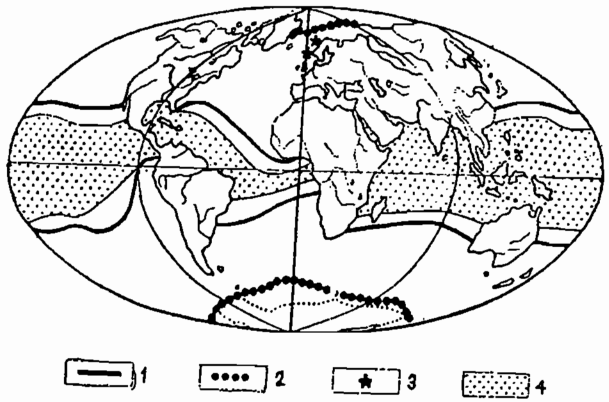
Постоје многобројни индикатори о палеоклиматима. Неки од њих дају опште карактеристике палеоклимата, па их стога називају *комплексним индикаторима.* У такве индикаторе спадају *наслаге соли.* Оне се образују из морске воде врло интензивним испаравањем (у плитким лагунама), а за тај процес су неопходне високе температуре ваздуха и његова мала влажност. Такви климатски услови су сада у аридном поднебљу, а такво је било и у геолошкој прошлости, када су формиране наслаге соли.

Наслаге каолина и *боксита* су индикатор не само топлог, него и влажног поднебља у крају и времену њиховог формирања. Такву климу карактеришу и својствени фосили некадашње флоре — циновско дрвеће са огромним лишћем, недостатак годова на попречном пресеку фосилизованих стабала итд.

За одређивање палеоклимата већи значај имају групе индикатора, које карактеришу одређени тип климе.

Индикатори топлих палеоклимата. — Сем поменутих комплексних индикатора топлог поднебља, постоје и многи други.

Минерали гвожђа-оксида (Fe_2O_3), који седиментним стенама дају црвенкасту боју, настају и сада у топлом поднебљу од суптропских до тропских савана. *Моћни седименти маринских кречњака и доломита* могли су да се образују само у топлим морима, чија вода има мањи садржај угљендиоксида, што је убрзавало засићеност воде калцитом ($CaCO_3$) и његово таложење на дну мора. У хладним морима, која садрже угљендиоксид у већој количини и могу да задрже калцит у



Сл. 144 — Савремено распростирање корала (по М. Шварцбаху):
1 — поларна граница коралских гребена, 2 — граница мадреопорних корала и морских анемона, 3 — поједине раније коралске области, 4 — обилно развиће коралских гребена

раствору, или уопште нема или су слојеви кречњака и доломита сасвим танки. Према томе, постојање моћних слојева кречњака и доломита указује да су мора у којима су они настали била топла. Таква су била и мора у којима су наталожени *фосфорити;* по Н. С. Шатском температура воде тих мора била је виша од 15°C. *Коралски гребени* су могли да се образују само у топлим морима (сл. 144); корали и сада живе у водама чија је температура око 21—22°C (5, 239).

Значајан индикатор топле палеоклиме је и *богатство фосилних врста флоре и фауне.* Сада нпр. у тропској области Јужне Америке постоји око 40.000 врста биљака, у Средњој Европи само 1.100 а на северу СССР само 250—350 врста. У топлој води Конга и његових притока живи око 3.200 врста риба, а у рекама СССР свега 300; у топлим индонежанским морима сада је познато око 40.000 врста морских животиња, у Средоземном мору око 8.000 а у поларним само 1.200—1.400 врста (5, 240).

Очигледно је да су и у геолошкој прошлости топла мора и топле воде на копну имале већи број животињских врста, а топло поднебље на копну и више биљних врста. Истина, за последње је неопходна и већа влажност.

Индикатори хладних палеоклимата. — У хладном поднебљу преовлађујући значај у разарању стена имају физички процеси — углавном велика температурна колебања уз појаву замрзавања воде у пукотинама стена. Тако *раздробљено стење на већем простору* указује на некадашње постојање хладног климата.

Најбољи докази хладних палеоклимата су налази моренских наслага и фосилног или тзв. „*каменог леда*". Они су карактеристични за области са некадашњом глацијацијом. *Фосилне морене* су налажене и у тропским ширинама, што сведочи о својевременом хладном поднебљу и у нижим географским ширинама.

У току ледених доба ниво Светског мора је био нижи, због „премештања" једног дела воде на копно. Отуда и постојање *субмаринских тераса* сведочи о хладном поднебљу у времену када су оне настале. На то указују и промене висине снежне границе и стари циркови на високим планинама (5, 242).

Индикатори сувих палеоклимата. — Најзначајнији и највероодостојнији индикатор сувог поднебља су *наслаге соли*. У Светском мору постоје два појаса са повећаном сланошћу воде; они се налазе северно и јужно од полутара, у зони пасатских ветрова. Ови су ветрови карактеристични за источне половине океана и западна приморја континената, где суве степске и пустињске области избијају на океанске обале. У лагунама и на плићацима тих делова Светског мора, у условима топлог и сувог поднебља, интензивно се стварају наслаге соли. Исти такав процес се одигравао и у геолошкој прошлости, у областима које су некада биле под морем. Полазећи од тих чињеница Л о ц и је израдио карте распрострањења соли за различите геолошке епохе; он је установио да су појасеви са повећаном сланошћу воде од једне до друге геолошке епохе мењали свој положај, а према томе, мењао се и положај површина са аридним климатом. У далекој геолошкој прошлости најсланији делови Светског мора били су у вишим географским ширинама, у перму у средњим ширинама, а од краја јурског периода су приближно на ширинама где се и сада налазе (5, 243).

Аридне области су сиромашне флором; сада у Сахари постоји само око 300 биљних врста, приближно колико и у субарктичкој клими. Суве области су сиромашне и фауном. Стога су њихови фосили ретки у областима некадашњих пустиња, а нешто чешћи у бившим степским крајевима.

Индикатори влажних палеоклимата. — У влажним областима је интензивна хемијска ерозија и у њима се сусрећу наслаге *каолина, гвоздених, манганских и бокситних руда*. Њихово формирање је интензивно не само у влажним, него и у довољно топлим поднебљима. Још већи значај имају лежишта *тресета* и *каменог угља*. Први је карактеристичан за низије и сада за области које леже углавном северније од 40° г. ш., доста хладне и обилују падавинама, или су пак оне нешто веће од испаравања. Наслаге каменог угља су формиране у областима не само са великом количином падавина, него и са високом

температуром. Дрвенасте папрати расту сада на Новом Зеланду, где је летња температура ваздуха умерена — 15—18° C, а годишња количина падавина око 1.000 mm. Зато су и области у којима се сада налазе наслаге каменог угља имале некада влажну климу (5, 244).

О влажној клими у геолошкој прошлости сведочи *мрежа речних долина* и пресахли језерски басени са фосилним терасама, који се сада налазе у пустињама. У леденом добу Сахара је била у области са обилним падавинама и многобројним рекама, које су биле дуже од наше Мораве па и Саве.

Индикатори других особености палеоклимата. — *Ветар* и његов преовлађујући правац у давној геолошкој прошлости откривају се по положају фосилних дина. Оне су у профилу асиметричне: блажа страна је у правцу одакле је дувао ветар, док је стрмија окренута ка смеру куда је дувао. Ветар је значајан фактор у животу флоре; фосилна стабла у каменом угљу у Шефилду (Енглеска) имају корење које је ка западу усмерено скоро хоризонтално, а ка истоку иде у дубину; сада у областима са преовлађујућим западним ветровима поједина усамљена стабла имају исти положај корења. То је несумњиви доказ да су у времену када је почело формирање биљних наслага, од којих се касније образовао камени угаљ, у том крају преовлађивали западни ветрови.

Правац морских струја утврђује се по благо заталасаном песку, који је у пресеку асиметричан: блаже нагнута страна је усмерена ка правцу одакле је текла морска струја. Тако је могуће да се сазна и после милиона година — проматрањем мањих узвишења и њихове асиметричности у маринским седиментима — у ком смеру су текле морске струје.

Непогоде у прошлости утврђују се по местима отопљеног песка, који се сусреће у седиментима различите геолошке старости. Ту је муња падала на тле и у тренутку отапала песак на малој површини.

Сезонска колебања климе у прошлости могу да се установе и помоћу тзв. *тракастих глина*, које се формирају на дну језера у терминалним басенима или у преиздубљеним деловима валова. У току лета, када је бурно отапање леда, вода је доносила у језеро грубљи материјал и образовала слој од светлијег песка дебљине 2—3 cm. Зими је такав процес био успорен, па се на дну језера формирао тамни глиновити слој дебљине само 2—4 mm. Проучавање слојева тракасте глине омогућује да се сазнају сезонске карактеристике климе: већа дебљина летњих (светлијих) слојева је доказ високих летњих температура, али ако су они танки, онда су лета била хладнија. Тракасте глине имају и хронолошки значај: пар светлог и тамног слоја означава једну годину. А. П е н к и други истраживачи алпијске глацијације користили су тракасте глине да би датирали периоде повлачења односно надирања алпијских ледника и у преисторијском периоду.

Годови на попречном пресеку стабала су карактеристика дрвећа у умереном климату. Њихова ширина је већа у топлијем, а ужа у бореалном поднебљу.Први је користио годове ради проучавања климе Ф. Н. Ш в е д о в — 1881. год., а касније амерички климатолог Даглас. Утврђивање климе на основу анализе годова представља основу *дендроклиматологије*.

Коришћењем наведених индикатора утврђују се особености палеоклимата. То је веома сложен задатак, који често онемогућује да се тачно одреде његове особености. Због тога се не слажу потпуно резултати разних истраживача у реконструкцији палеоклимата. То се нарочито односи на утврђивање особина климе у најстаријим геолошким епохама, чији су слојеви претрпели велике промене, укључујући и метаморфозу, па су стога оскудни у индикаторима климе у времену када су ти слојеви настајали (5, 247).

3. КРАТКЕ ОСОБЕНОСТИ КЛИМЕ ПОЈЕДИНИХ ГЕОЛОШКИХ ПЕРИОДА

Већи број научника објавио је резултате својих истраживања палеоклиме у појединим крајевима, па и на читавој Земљиној површини. У томе се истичу: Л. Б. Рухин (1959), М. Шварцбах (1961) и Х. Шепли (1951), затим В. М. Сињицин (1967), К. К. Марков (1960), К. Брукс (1951), и други.

У прекамбријској етапи развоја Земље појачана је Сунчева радијација на све физичко-хемијске процесе на површини планете. Појављују се климатске области — топле и релативно хладне, влажне и суве.

Климати палеозојске ере били су најпре топли и влажни, касније се мењали, да би пред крај ере били изразито суви.

У камбријској периоди формиране су простране наслаге кречњака и доломита, црвених пешчара, соли и гипса.

Према томе, клима је пре 440—520 милиона година била топла и влажна, а у неким областима топла и сува.

У ордовичкој периоди су настале наслаге кречњака и доломита; појављују се представници топле фауне и морских алги.

Клима је и даље била топла са мањим термичким разликама и већим контрастима влажности.

У силурској периоди образоване су моћне наслаге органогених и хемогених кречњака и доломита; знатне наслаге соли и гипса. Веома су распрострањене колоније корала. У седиментним стенама много биљних остатака (псилофитна флора) и разни представници морске и слатководне фауне.

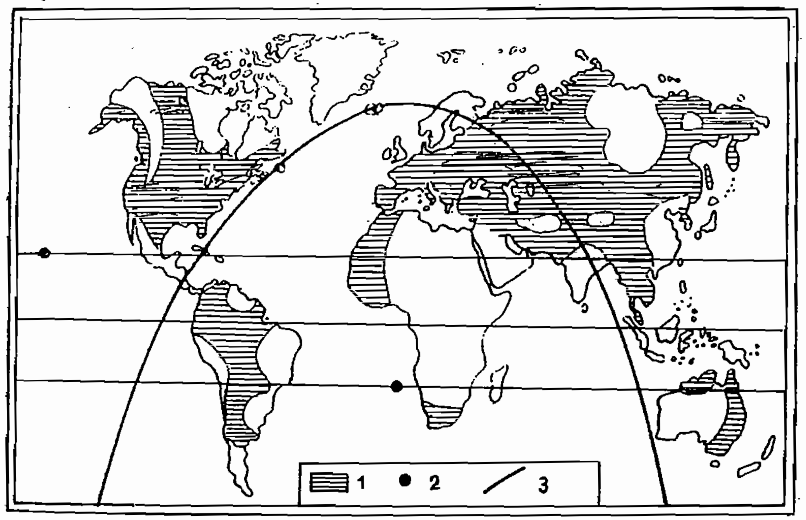
Већи простори су имали топлу и влажну климу, али је било и области са сувим поднебљем. Погодни климатски услови омогућили су шири развој разних представника флоре и фауне.

У девонској периоди је најпре повећана површина под копном, а у другој половини периоде биле су веће трансгресије. Седименти су представљени моћним наслагама црвених пешчара, соли и гипса, затим кречњака и доломита. У девонској периоди су настале наслаге каменог угља (на Шпицбершким острвима и у Кини) са остацима термофилне флоре и биљног света умереног климатског појаса; овде су и наслаге боксита и седиментних руда гвожђа. Откривени су и глацијални седименти.

У првој половини девонске периоде појачава се континенталност климе; клима постаје све сувља на пространим континентима, формираним у току каледонске орогенезе на прелазу из силура у девон.

Аридност је постала скоро потпуна одлика копна. У другој половини девонске периоде појачавају се одлике маритимног поднебља и клима постаје блажа, али ипак са знатним колебањем влажности.

Топли предели нису били у крајевима где су сада, пошто је полутар пре 265—320 милиона година прелазио преко Исланда, Индије, западне Аустралије и Антарктиде (сл. 145). Према томе, тада је простор



Сл. 145 — Земљина површина у девонској периоди (по Л. Б. Рухину): 1 — мора, 2 — Земљини полови и 3 — положај екватора

на којем се сада налази Југославија био јужно од полутара. Такав положај полутара потврђују трагови ледника, који су у то време постојали у јужној Африци. Северни Земљин пол био је тада у средини Тихог океана, а јужни око 1.000 km западно од Анголе, у Атлантику.

У карбонској периоди формиране су моћне наслаге каменог угља у нижим и вишим географским ширинама са различитим представницима биљног света. Местимично је на попречном пресеку стабала утврђена појава годова. Маринске седименте сачињавају слојеви кречњака са нахидритима и гипсом. Утврђено је и постојање распрострањене глацијације.

Карбонска периода одликује се мањим термичким контрастима. Влажне и топле области обухватале су велике просторе на Земљи, између којих је била уска и мања аридна зона. Крајем периода велики делови копна су били захваћени глацијацијом.

По Л. Б. Рухину (64) у карбонској периоди полутар је прелазио преко Перуа, Венецуеле, Антарктика, Велике Британије, Данске, Казахстана, Индонезије, Аустралије и Новог Зеланда. Северни Земљин пол је био око Хавајских острва, а јужни око рта Добре Наде у Африци. Топли и влажни предели били су на садашњим територијама у

САД, западној и јужној Европи, у јужној Азији и источној Аустралији — а ту су заправо и откривена највећа лежишта каменог угља, по којем је ова периода и названа карбонском[1]. По периферији карбонског појаса су велике наслаге гипса, анхидрита, соли итд. Крајем карбона глацијација је захватила савремену територију екваторијалне Африке; најјужнијег дела Јужне Америке, Индије и јужне Аустралије. У то време, пре више од 210 милиона година, на месту данашњих прашума и џунгли, били су ледници!

У пермској периоди образовани су херцинском орогенезом велики планински системи и знатно повећала површина копна, на којем су формиране наслаге црвених пешчара и конгломерата. У маринским седиментима су заступљени кречњаци, доломити, гипс и со. Тада су образовани и слојеви каменог угља, али мање моћности него у претходној периоди. Констатовани су и представници ксерофитне флоре.

Клима пермске периоде одликовала се великом аридношћу. Истовремено постоје многобројни индикатори климатске зоналности, сличне оној у карбону. Те су зоне оријентисане на северној полулопти од северозапада ка југоистоку (због тадашњег положаја полутара).

Климати мезозојске ере били су најпре суви, а касније претежно влажни и топли.

У тријаској периоди на копну су формиране наслаге црвених и разнобојних пешчара са ретким остацима ксерофитне флоре. У лагунама су образоване наслаге соли и гипса. У унутрашњости континената пресушила су реликтна језера. Местимично су формиране наслаге каменог угља.

У тријаској периоди се појачава аридност и континенталност климе. Постоје и влажне области, али се смањују њихове површине. Проширује се зона умереног поднебља.

У јурском периоду образоване су маринске наслаге у којима су остаци диатомејских алги у поларним, а кречњака и корала у топлим морима. Тада су настале и наслаге каменог угља од Арктика до Аустралије са остацима флоре тропског, умереног и релативно хладног, али влажног поднебља. Хемијским процесима образоване су наслаге боксита и каолина.

Клима јурске периоде одликује се појачањем маритимних утицаја. Преовлађује влажно поднебље са приметним разликама када је у питању географска ширина. Температура тропских области била је блиска садашњим, али је у умереним, а нарочито у поларним областима, температура била знатно виша од садашње и погодовала бурном развоју органског живота.

У кредној (кретацејској) периоди образоване су наслаге каменог угља на многим местима, укључујући и поларне области, са бројним органским остацима, међу којима и џиновских гмизаваца. Марински седименти су заступљени карбонатским стенама (лапорци, кречњаци, креда), што сведочи о топлим водама тадашњих мора.

[1] Од латинског carbo — угљен, жар.

Климатска зоналност је изражена у седиментним стенама од Гренланда до Антарктиде. Проширује се зона топлог влажног поднебља, а појас са умереним климатом се шири ка поларним областима.

У кредној периоди полутар је прелазио преко места где су сада Панама, Лондон, Берлин, Баку, Мадрас и Перт у Аустралији, а даље је додиривао западну Антарктиду. Северни Земљин пол је лежао јужно од Алеутских острва, а јужни југозападно од рта Добре Наде. Највећи део Аустралије и Нови Зеланд били су тада, пре више од 60 милиона година, на северној полулопти. Управо у тој периоди су наталожене огромне масе кречњака, који у нашој земљи обухватају скоро трећину територије. Из те периоде потиче и угаљ из неких рудника у источној Србији (Ртањ, Подвис, Добра Срећа и др.), битуминозни шкриљци код Бучја и Трстеника, асфалт код Буштрења и Врборца, лежишта боксита у Далмацији, Херцеговини и Црној Гори. Вулкани су били веома активни. Руде бакра у Бору и Мајданпеку потичу баш из кредне периоде. Изван наше земље, на више места у Африци образоване су наслаге соли, у Тексасу слојеви са нафтом итд.

Климати кенозојске ере одликовали су се великим колебањима на огромним пространствима — од топле и влажне, до суве и хладне климе.

У терцијерној периоди било је великих климатских промена. У првој половини ове периоде, *у палеогену*, формиране су угљене наслаге са многобројним остацима тропске, умерене и поларне флоре. На континентима су местимично настале наслаге соли и гипса — индикатори знатне аридности климе. Поларна граница термофилне флоре достигла је до 60° с. г. ш. Мање термофилна флора продрла је у субполарне и поларне ширине.

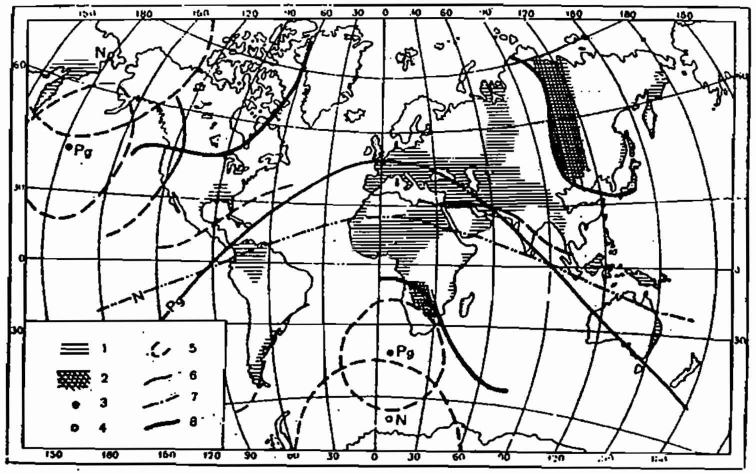
У палеогену је превлађивала топла и влажна клима са незнатним термичким разликама на мањим просторима. Климатска зоналност се испољава као и у кредној периоди. Поларна граница субтропске вегетације местимично допире до 55—60° с. г. ш. У тропској зони упоредо са влажним били су заступљени и аридни климати.

У неогену, у другој половини терцијерне периоде, образују се млађи планински системи и уочава велика регресија мора. Појас термофилне флоре се сужава, а проширују површине са индикаторима сувог поднебља.

Клима неогена одликује се прогресивним захлађивањем и знатним повећањем континенталности поднебља. Повећавају се просторни и међусезонски климатски контрасти, а проширује се и ареал аридних климата.

Средином терцијера, по Л. Б. Рухину *(64)*, полутар је пресецао крајеве у којима је сада територија наше земље (сл. 146). Биљни свет је био заступљен тропским врстама. Неки четинари су лучили велике количине смоле, од које је постао ћилибар. У многим комадима ћилибара сачувани су поједини инсекти — муве, пауци и мрави. Северније од тропских биле су шуме умереног поднебља. Њихови окамењени и угљенисани остаци налазе се у таложним стенама на Гренланду, Аљасци и арктичном приморју Канаде и Азије.

Током терцијера, ближе савременој епохи, клима је постајала хладнија: палма, биљка карактеристична за пределе топле климе, расла је крајем креде на Гренланду, у олигоцену у Енглеској, а у плиоцену само у Јужној Европи, где и сада има неких њених врста. Утицај Голфске струје на климу Европе био је слабији него сада, јер су у то



Сл. 146 — Главни климатски показатељи у терцијеру: 1 — палеогено море на савременим континентима, 2 — области глацијације, 3 — средњи положај полова у палеогену, 4 — исто у неогену, 5 — положај 70° г. ш., 6 — положај полутара у палеогену, 7 — исто у неогену, 8 — климатски фронтови (по А. А. Борисову)

доба обе Америке биле одвојене, па је највећи део њених топлих вода отицао у Тихи океан. Али, тада је био много јачи утицај топле Куро Шиво струје. Она је омогућавала живот многих термофилних организама дуж западног приморја Северне Америке, где их сада уопште нема.

*

Према томе, у току дуге геолошке прошлости, клима на Земљи се мењала много пута. Из претходних излагања (по 5, 248—251) уочава се да је она била претежно топла и умерена. Амерички географ и климатолог Х. Шепли (H. Shapley), који се интензивније бавио проучавањем палеоклимата, објавио је монографију „Климатске промене" (Climatic change. Evidence, causes and effects — Cambridge, Mass.), 1951. У њој је у виду табеларног прегледа дао најкраћи резиме карактеристика палеоклимата, које се местимице незнатно разликују од резултата других истраживача, што је и разумљиво, поготово када су у питању особености климе у палеозојској ери.

Табл. 55 — Кратка карактеристика палеоклимата у геолошким периодама и епохама (по Х. Шеплију)

Геолошка периода (и епоха)	Почетак и крај периоде пре милиона година	Клима
Камбријска	440—520	Хладна, прелази у топлу
Ордовик	360—440	Умерено топла
Силурска	320—360	Топла
Девонска	265—320	Умерена, прелази у топлу
Карбонска	210—265	У почетку топла, затим хладна
Пермска	185—210	Најпре хладна, затим умерена
Тријаска	155—185	Топла и без већих промена
Јурска	130—155	Топла и без већих промена
Креда	60—130	Умерено топла
Палеоцен и еоцен	40— 60	Умерено топла, прелази у топлу
Олигоцен	28— 40	Умерено топла
Миоцен	11— 28	Умерено топла
Плиоцен	1— 11	Хладна

4. КЛИМА АНТРОПОГЕНА (КВАРТАРА)

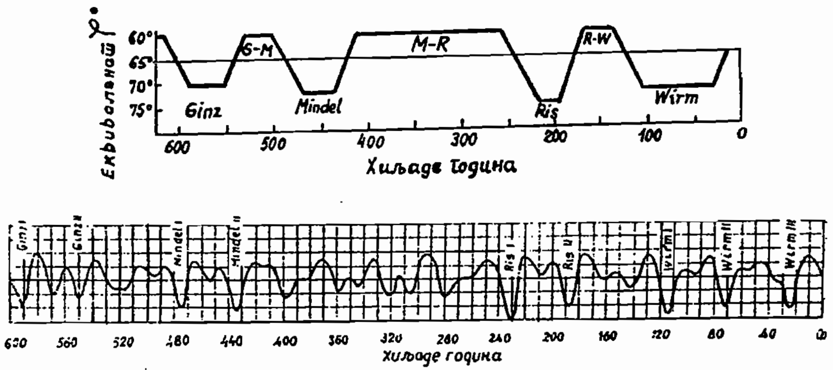
У најновијем периоду Земљине историје — *квартару*, који се све чешће назива *антропогеном* (овај назив је предложио академик А. П. Павлов 1922. године) било је такође великих промена климе. Оне су се најчешће испољиле у тзв. *леденим добима*.

Према проучавањима Пенка, Торела, Цвијића, Брукса, Бредлија и других истакнутих геолога, геоморфолога, палеонтолога, геофизичара и осталих специјалиста који се баве проблемима промене климе на површини наше планете у току последњих 600 хиљада година било је четири *ледена доба;* она су била раздвојена топлијим периодима — *интерглацијалним добима*. А. Пенк је ледена доба у Алпима назвао именима река у чијим је долинама проучавао изврсно очуване *флувиоглацијалне терасе*. Те реке, односно ледена доба, имају следеће називе: Гинц, Миндел, Рис и Вирм. У другим областима ледена доба имају различите називе; тако нпр. вирмској глацијацији одговара на северу руске низије *валдајска глацијација*, у Немачкој, Холандији и северној Европи *висланска глацијација*, а у Северној Америци *висконсинска глацијација* итд. У Југославији и алпским земљама прихваћена је Пенкова класификација глацијалних и интерглацијалних доба:

Холоцен или савремено доба — Алувијум	Постглацијална епоха	Алпска област
Плеистоцен* или Ледено доба	III глацијација	Würm (22.100—11.500 год.)
	II интерглацијација	III интерглацијално доба Riss — Würm
	II глацијација	Riss (187—230 хиљада год.)
	I интерглацијација	II интерглацијација доба Mündel — Riss
	I глацијација	Mündel (435—475 хиљада год.)
	Преглацијално доба	I интерглацијално доба Günz — Mündel
	Терцијерна глацијација	Günz (550—590 хиљада год.)

* Од грч pléistos — највећи (у смислу највеће количине нових облика живота; латин. назив diluvium — потоп, више се не употребљава).

М. Миланковић је математичким методама прорачунао ток осунчавања Земљине површине за последњих 600 хиљада година и потврдио постојање четири ледена доба (сл. 147). Ипак, у новије време, изучавањем остатака радиоактивног угљеника C^{14} и садржаја кисеоника O^{18} у морским фораминиферама утврђено је да се колебања температуре временски не поклапају са променама елемената Земљине



Сл. 147 — Трајање ледених и међуледених доба које је М. Миланковић одредио математичким методом

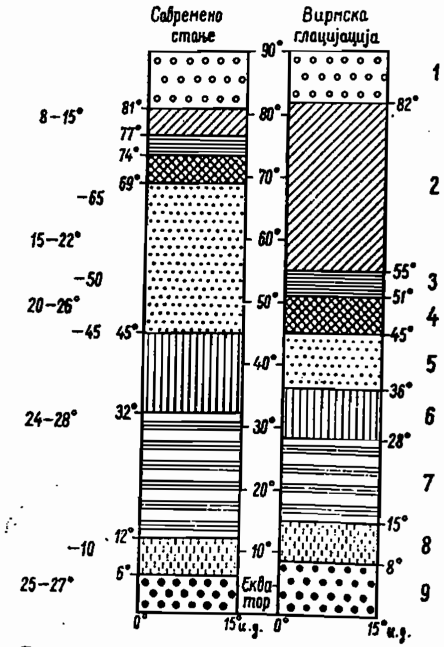
путање (њеног ексцентрицитета са периодом од 92.000 година, нагиба путање са периодом од 4.000 година и померањем прецесије са периодом од 21.000 година), због чега површина наше планете може годишње да прима различиту количину Сунчеве радијације (промене износе 7—30%), сужава се интратропски појас (годишње за 0,47″), тачка перихела пролази кроз све месеце и сада је у близини зимског солстицијума, због чега су на јужној полулопти повољнији климатски услови ...

Узрок појави ледених доба нису само промене интензитета Сунчеве радијације. По једној хипотези ледена доба су настала због великих и периодичних *вулканских ерупција*, приликом којих у атмосферу доспева огромна количина честица; оне, на једној страни, рефлектују део Сунчевог зрачења, а на другој служе као сублимациона језгра, под чијим утицајем прехлађене капљице воде (у границама од 0 до —38,5°C) прелазе у ледене кристале. Према прорачунима Д. Мензела (1953. год.) за читаву запремину тропосфере довољно је укупно 500.000 тона сублимационих језгара (коцка са ивицом од само 70 m), што је око 1.000 пута мање од запремине вулканског материјала, која је доспела у атмосферу при експлозији вулкана Кракатау 1883. године.

Према проучавањима метеоролога узрок појави ледених доба биле су *промене у општој циркулацији атмосфере:* појачано струјање ваздушних маса у меридијанском правцу повећало је фронталне падавине; залеђивање се зачињало у зони климатских фронтова и на високим планинама, са којих се ширило у низине. Интерглацијална доба су на-

стајала због слабљења меридијанског преноса ваздушних маса, односно промена у циркулацији атмосфере.

У току ледених доба предеоне зоне на Земљи имале су сасвим друкчији положај према садашњим (сл. 148). У току вирмске глацијације ледници на копну западне Европе допирали су ка југу до 55° с. г. ш., док је појас тундре био до 24° г. ш. јужније него што је сада. У нижим ширинама биле су такође значајне климатске промене: тропска шума је ка северу допирала преко 200 km него што је сада; појас пустиња био је у вирму око 800 km ужи него сада.

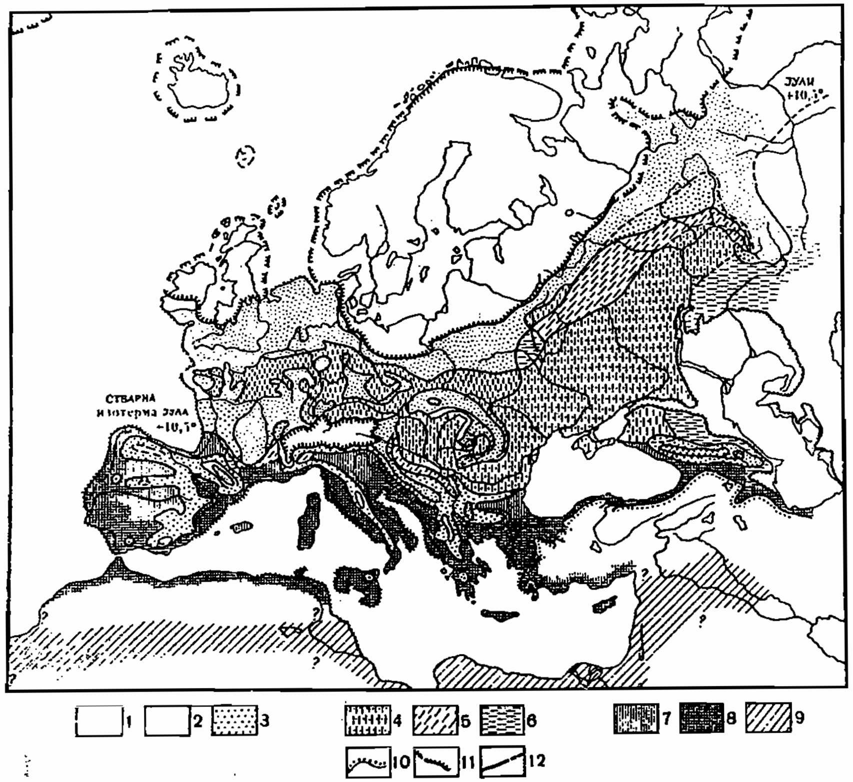


Сл. 148 — Меридијански профил физичко-географских зона — савремених и у епохи вирмска глацијације између пола и екватора у европско-афричком сектору (0—15° и. г. д.): 1 — поларни морски лед, 2 — континентални лед, 3 — зона обломака стења, 4 — зона тундре, 5 — вантропска шума, 6 — медитеранска вегетација, 7 — пустиње и пустињске степе, 8 — саване, 9 — тропска шума (по Биделу — 1949. год., из Ј. Блитгена)

Највећа глацијација била је у рису, а трајала је преко 40.000 година. Лед је продро на југ у Северној Америци скоро до 37° с. г. ш., а у Руској низији до 48° 30′ с. г. ш. Тада је под ледом била скоро цела Велика Британија, Ирска, Исланд, северна Немачка и северна Пољска

итд., затим северна половина Западно-Сибирске низије, полуострва Тајмир и Камчатка, источна Јакутија.

Касније, у вирму, јужна граница леда се повукла ка северу (сл. 149); континентална глацијација обухватала је Скандинавију, Финску, северозападне крајеве европског дела Совјетског Савеза и мање делове



Сл. 149 — Карта климатских зона Европе у епохи вирмске глацијације (по Биделу):

Клима тундре: 1 — тундра са обломцима стена, 2 — лесна тундра, 3 — тундра са жбуњем и ретким дрвећем. *Степски климати:* 4 — лесна степа, 5 — лесна шумостепа, 6 — ивичне зоне лесне степе са неодређеним особинама. *Шумски климати;* 7 — вантропска шума без термофилних врста, 8 — вантропска шума са термофилним врстама, 9 — медитеранска вегетација, 10 — обала у епохи глацијације (зупци окренути ка води), 11 — континентална глацијација (зупци усмерени према леду), 12 — стварна изотерма јула од +10,5°C (граница рашћења дрвећа)

Пољске, Велике Британије, Ирске и цели Исланд. Према проучавањима П о з е р а (1948. год.) просечна месечна температура ваздуха у вирму у региону Загреба, где је била граница између појаса шума и вечно замрзнутог тла, била је (у ° C):

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
−14	−12	−8	−2	+4	+8	+10	+8	+4	−2	−8	−12

Средња годишња температура ваздуха око Загреба износила је у вирму —2,0° C, односно за 13,2° нижа од савремене.

Сада сви ледници на Земљи обухватају површину од 16,227.500 km² и садрже масу од 24,064.100 km³ воде. Према проучавањима И. П. Г е р а с и м о в а и К. К. М а р к о в а лед је у вирму покривао око 39 милиона km² копна и око 100 милиона km² површине Светског мора. Лед је тада покривао следеће површине континената — у милионима km²: Европа — 5,5, Азија — 5,0, Северна Америка са Гренландом — 13,7, Антарктида — 14,0 и лед на планинама и арктичким острвима — 0,5.

Изнад ледом прикривених површина преовлађивало је антициклонално време, али су повремени продори циклона доносили падавине и посредно, снегом, хранили леднике. Циклони са Атлантског океана продирали су, као и сада, до планина у источном Сибиру. Средња годишња висина падавина кретала се у границама од 200 до 550 mm.

Снежна граница у току плеистоцена била је на планинама до 1.540 m нижа од садашњег положаја. То је омогућавало концентрацију снежних маса на већим површинама планина и трансформисање снега у фирн, леднички лед и леднике. Тако је нпр. укупна површина ледника на Алпима у рису износила 32.000 km², а сада само 4.100 km² односно 7,8 пута мање.

Пре Ц в и ј и ћ е в и х проучавања сматрало се да на Балканском полуострву није било ледника чак и на највишим планинама. Он је 1890. год. запазио трагове постојања ледника на *Шари,* а јула 1896. год. установио их је и на *Рили.* Он и његови сарадници установили су касније да су све наше високе планине имале циркусне, висеће, суподинске и долинске леднике. Најдужи плеистоценски ледник на територији Југославије био је у долини Соче — *Сочански,* 50 km. *Плавски ледник,* који се спуштао са Проклетија достизао је дужину од 35 km, ширину до 4 km и дебљину до 200 m, те је био већи од највећих садашњих ледника на Алпима. Пошто је висина снежне границе била најнижа на приморским планинама (на Орјену 1.300 m), а затим се повећавала ка унутрашњости Балканског полуострва (на Шари 1.740 m, на Рили 1.880 m), то је више ледника било на планинама у близини Јадрана. Тако је, нпр., само на Орјену било 20 ледника, од којих је један био дугачак 10 km. На Дурмитору суподински ледник на површи Језера имао је површину од 140 km², док је најдужи ледник био *Жабљачки* — 15 km. Сада у нашој земљи постоје само два мања фирнска ледника: *Триглавски на висини* од 2.450—2.600 m, површине 15 ha и *Скутски* (на Камнишким Алпима) на висини од 2.100 m и са површином од 2,6—3 ha.

У интерглацијалним добима температура ваздуха била је за 8—10°, па чак и до 15° C виша, због чега се снежна граница померала на веће надморске висине и више географске ширине, па се смањивала и површина под ледницима. Упоредо са повлачењем ледника померала се граница шума, да би се пред појавом нове глацијације повлачила ка југу или на мање надморске висине.

Смену глацијалних и интерглацијалних доба потврђују и наслаге *леса* — еолске акумулативне творевине из глацијалних доба. У нашим крајевима лес, најситније честице прашине — осушеног муља из субледничких водотока — доносили су ветрови из локалних центара глацијације на Карпатима и таложили га по Панонској низији и њеном ободу. Њихова дебљина достиже местимично и више од 20 m, а код Тител скоро 50 m. На профилима лесних заравни уочавају се светлији и тамнији (смеђи) хоризонти. Први су образовани за време глацијалних стадијума, а други у интерглацијалним фазама, када се површина леса претварала у степу, а органске материје од иструлелих биљака давале лесу смеђу боју. Број светлијих и смеђих хоризоната у лесу указује и на број наизменичних глацијалних и интерглацијалних доба. На профилу Тителске лесне заравни према Тиси је 6 светлих и 5 смеђих зона.

5. КЛИМА ХОЛОЦЕНА

Клима холоцена, геолошке данашњице, која по мишљењу палеонтолога почиње приближно пре 12—14 хиљада година, била је такође променљива. Те промене нису биле велике као у току ледених доба — *плеистоцена.* Оне се огледају, пре свега, у смени влажнијих и хладнијих климата од данашњег са топлијим и сувљим поднебљем. У току холоцена изменило се 8 различитих климата, чије називе, трајање и основне карактеристике показују подаци у табл. 56.

Табл. 56 — Клима холоцена

Период	Трајање у годинама	Основна карактеристика климе
1. Алеред	14000—11900.	Прво битније отопљавање.
2. Арктички	11900— 9600.	Температура нижа од садашње за 1—1,5°C.
3. Субарктички	9600— 7400.	Температура за 2°C виша од садашње.
4. Бореални	7400— 5100.	Температура виша од садашње за 1—1,5°C.
5. Атлантски	5100— 2800.	Температура виша за 2,8—4,0°C од садашње — *климатски оптимум.*
6. Суббореални	2800— 600.	Умерено топли и суви климат. Пред крај захлађења и влажније. У топлој фази температура виша за 2°C него сада.
7. Субатлантски	600— 1450.	Три периода јаких климатских промена. Температура за 1—1,5°C нижа од садашње.
8. Новобореални	1450— 3650.*	Постепен пораст температуре ваздуха, која ће у фази максимума бити виша од садашње за 2,5°C. Та фаза ће почети око 2000. и трајати до 3400. године. У овом периоду било је и биће мањих климатских промена.

* Претпоставка.

Као што показују горњи подаци током холоцена било је значајних промена климе. Средња годишња температура ваздуха мењала се приближно према садашњој до 1,5° C ниже односно до 4° C више од садашње. О тим променама сведоче *природни докази* — наступање или повлачење ледника односно положаји њихових чеоних морена; нагомилавање тресета и одређивање старости његових слојева методом радиоактивног угљеника C^{14}; таложење и дебљина тракастих глина у језерима са анализом поленовог праха у њима ради одређивања њихове старости и утврђивања врсте вегетације на обалама језера; промене дебљине годова на дрвећу и променама језерског нивоа (по траговима наноса). Овим доказима додајемо *археолошке налазе,* који указују на животне услове људи у зависности од климе и њених промена. Најзад, у историјском периоду наилазимо на различите *записе* о одликама климе, а тек за последња два века располажемо и *инструменталним мерењима* на појединим метеоролошким станицама, који поуздано доказују да се клима мењала у недавној прошлости, а то се наставља и сада.

Укажимо на неке археолошке налазе и писане податке који указују на постојаност односно незнатне промене климе у историјском периоду, као и на велике а краткотрајне временске поремећаје на Земљи.

Египтолог Ф. Петри тврди да се клима на Синајском полуострву није мењала за последњих 7000 година, тј. од атлантског периода. Ту тврдњу он заснива на чињеници да су се кипови, које су Египћани уклесали у пешчаре Синаја, добро очували што иначе не би било да је у међувремену тамошња клима била влажнија. Томе у прилог иде и запис Херодота из 445. године пре наше ере, у којем каже да се у једном египатском граду догодило „највеће чудо" — пала је киша! Таква „чуда" су и касније бележена, па из таквих записа знамо да је клима Египта пре 2500 година била иста као и сада — сува.

У медитеранским земљама владала је и пре 300 година оскудица у води као и сада. Хомер пише пре 28 векова о рекама које лети пресушују, а Страбон указује пре две хиљаде година да потоци Кетис и Илис код Атине пресушују лети, што се са њима и сада дешава. Ради снабдевања насеља водом саграђени су многи водоводи у медитеранским земљама. Најстарији су у Аргосу и Микени — саграђени пре скоро 3500 година; град Самос на истоименом острву имао је водовод пре 2500 година. Тада је и Атина имала 18 водовода. У великом царству Римљана било је 93 водовода за снабдевање градова; неки од њих се користе и данас — у Сеговији у Шпанији, у Антибу и Мецу у Француској, код нас у Сплиту (од врела Јадра). Воду за Картагену Римљани су довели са извора удаљених од града 132 km, јер ни у то време у ближој околини није било издашнијих извора; они су давали граду потребних 370 литара воде у секунди. Поједине делове тог водовода користи град Тунис од 1860. године.

Све то указује о недостатку воде и сушама у медитеранским земљама. Међутим, поставља се питање: да ли је раније било топлије или хладније него сада?

Урмина палма расла је у земљама Средоземља свуда где и сада. Пре две хиљаде година, као и у наше доба, она није могла да сазри у јужној Шпанији, јужној Грчкој и на Кипру о чему говори највећи антички ботаничар Теофраст (372—287. год. пре наше ере) у једној од својих 9 књига „Историје биљака". Та чињеница показује да у тим земљама није дошло до промене температуре ваздуха, бар не то-

лико да би утицала на сазревање плода урмине палме. Сем тога, зна се да се за последњих 2000 година није мењала северна граница гајења маслине у Италији, нити јужна граница винове лозе у Израелу; наиме, зна се да винова лоза не успева у крајевима где је средња годишња температура виша од 22° С. Она се пак од библијских времена гаји у садашњем Израелу и Јордану, али не и јужније, па је то још један доказ да се у тој области температура ваздуха није битније мењала током последњих 3000 година. С друге стране сасвим се поклапа време бербе маслина и грожђа некада и сада, што је још један доказ о стабилности термичког режима ваздуха у Италији, Грчкој, Израелу и Јордану.

Амерички географ Хантингтон (1876—1948.), изразити заступник *географског детерминизма*, обишао је многе пустиње Азије и Северне Америке. У њима је видео рушевине градова и мањих насеља, суве канале за наводњавање и песком засуте бране, па је покушао да докаже како је узрок њиховом пропадању била промена климе (у радовима »The pulse of Asia«, 1907., затим »Civilization and climate«, 1915. и 1924. и др.). По њему клима је из века у век све сувља. Међутим, чињенице говоре да *климатске промене нису биле узрок пропасти некада плодних земаља и напредних градова него ратови*. О томе пише и Енгелс у једном писму упућеном Марксу: „... Плодност земље постизала се вештачки, али је она престајала чим је пропадао систем за наводњавање; тиме се објашњава иначе неразумљива чињеница што су целе области, некада дивно обрађиване, сада запуштене и напуштене (Палмира, Петра, рушевине у Јемену и низу места у Египту, Персији и Индији). То објашњава и чињеница, да је само један рушилачки рат био довољан да истреби становништво неке земље и уништи њену цивилизацију за стотине година". Хантингтон и неки историчари објашњавају монголску најезду на западне земље великим сушама у централној Азији у XIII веку. Тада су Монголи кренули према влажнијим крајевима и освојили југозападну Азију и источну Европу. Међутим, совјетски историчар Бартолд указује да је већина Монгола и после тих освајања остала у Монголији, док је етнографска граница тог народа непромењена. На основу тога он закључује да је клима у Монголији у XIII веку била слична данашњој. Најзад, свакако да у кинеској провинцији Шенсију не би били саграђени огромни системи за наводњавање пре 3200 година, да је клима тада била влажнија од садашње.

Новија истраживања показују да је у појединим крајевима ипак било и значајнијих климатских промена, које нису захватиле медитеранске земље односно средњу Азију. Познато је да је у Европи клима у IV—V веку постала нешто блажа и до VII века она је била релативно сува и топла. Касније, до X—XI века она је остала топла, али је постала влажнија. То је управо *период климатског оптимума историјског доба*. Истовремено се смањила површина под ледом на северним поларним морима. Клима Исланда била је погоднија за земљорадњу него сада, а површине које су у X веку биле обрађиване данас покривају ледници. У том периоду су Нормани на својим малим бродовима стизали на Гренланд па и на приморје Северне Америке и на том путу, у Девисовом мореузу, нису наилазили на ледене брегове. Управо у X веку јужни Гренланд је био слободан од леда, па су му Нормани управо

и дали то име, које у преводу значи „Зелена земља". Први насељеници Гренланда бавили су се на Гренланду земљорадњом и сточарством. (5, 180).

Од средине XIII века почело је нагло захлађивање климата. У поларним морима појавила су се опет ледена поља и брегови, који су потпуно онемогућили пловидбу ка Гренланду, где су насељеници почетком XV века помрли било од глади било од неке заразне болести или су их побили Ескими. Захлађивање је захватило и Исланд, где су у првој половини XIV века ледници имали највеће распрострањење у историјском периоду. До погоршања је дошло и у северним крајевима Норвешке, где су људи престали да се баве земљорадњом, а сурове зиме и силне летње непогоде постале су врло честе. По подацима Ē. А. Бучинског на територији Велике Руске низије било је у периоду од 1301. до 1700. године просечно сваке четврте године сурова и снежна зима, затим обилне кише и поплаве праћене јаким непогодама, док су суше биле тек сваке осме, а топле и без снега зиме сваке једанаесте године (5, 181).

У истом периоду почело је и повећање масе алпијских ледника, које се наставило приближно до половине XIX века. Средином XVII века ледник Мер-де-Глас отапао се на 1200 m, а сада на 1600 m надморске висине. Слично се збило и са другим ледницима. Приближно од 1850. године почело је поновно отопљавање климата а са том појавом и смањивање масе алпијских ледника, док су неки мањи нестали: површина ледника у Швајцарској смањила се скоро за 470 km², а у Италији само у долини Вале-д'Аоста мања је за 46 km², док је од 239 ломбардијских ледника нестало 66. Оваква појава, саопштава Е. Ле Руа Ладири Е. Le Roy Ladurie) у својој монографији „*Историја климата од 1000. године*", уочена је у исто време у Британској Колумбији, док су неки глациолози изнели сличне податке за леднике у многим земљама (Тушински, Шнитиков, Шумски, Калесник, Алман (Ahlman), Шарп (Sharp R. P.), Неј, (Nye J. F.) и др.).

Отопљавање климе од осамдесетих година XIX века. — До краја XIX века преовлађивало је мишљење о релативној постојаности савремене климе, мада је већ било довољно података, заснованих на инструменталним мерењима, који су били супротни таквом гледишту. Наиме, од 80-их година XIX века уочена је тенденција повишавања *планетарне температуре*, а нарочито зимских температура на северном Атлантику. Тако је на северном Гренланду око четрдесетих година овог века температура ваздуха била виша до 5° С од просека за дужи низ година. Запажено је закашњавање образовања леденог покривача на ивичним деловима поларних мора. Смањена је и површина леда на Северном леденом океану за око 1 милион km². То се види и из чињенице што се почетком XX века угаљ са Шпицбершких острва извозио само 3 месеца годишње, а сада већ 7 месеци!

Температура морске воде се такође повисила, а нарочито субполарних мора. Последица тога су *миграције риба ка северу* и премештање центара риболова ка субполарним морима. Почев од 1919. године јата бакалара продиру у воде Гренланда, па су Ескими од ловаца на морске сисаре постали рибари. Дошло је и до *миграција птица ка северу:* од тридесетих година ласте се задржавају на Фарским остр-

вима и Исланду, а појавили су се и чворци, којих до 1935. године уопште није било на Исланду. Глациолози су установили да се сваке године запремина ледника на копну смањује просечно за 250 km³, па се зато ниво Светског мора повишава годишње за 1,1 mm.

Табл. 57. Колебања климе наше ере по Бруксу (Brooks, 1951) и Коху (Koch, 1945)

Године после н. е.	Европа	Азија	Северна Америка
0	Клима слична садашњој	Кише више него сада	Клима слична садашњој
100	Нешто сувље	Обиље киша	—
200	Обилне кише		—
300		Суво	
400	—	Мање суво. Ниво Каспијског језера —5 m	Суво
500	Сувље	—	—
600	Прилично суво	—	Нешто више кише
700	Суво и топло	Обиље киша	Сувље
800	Киша више	Кише у Кини	Завршен период суша
900	Сувље	Каспијско језеро +10 m	Више кише
			Нешто сувље
1000	Хладније, много падавина	Суше у Кини	Врло много кише
1100		Суше, Каспијско јез. +4,5 m	Суше
1200	Обиље кише, много бура	Суво, падавине се повећавају	Суше
	Надирање ледника	Обиље падавина, висок ниво Каспијског језера	Обиље киша
1300	Сувље		
1400	Повлачење ледника	Суша у Кини	Суво
1500	Маритимна (океанска клима	Обиље киша, Каспијско језеро +5,5 m	—
1600	Континентална клима	Обиље киша, Каспијско језеро +5 m	Више кише
	Брзо надирање ледника		
1700	Суво на западу континента	Клима слична садашњој	—
	Максимални развој ледника	Висок ниво Каспијског јез.	
1800	Хладно, више падавина	—	Обиље падавина
1900			
1950	Брзо повлачење ледника	Ниво Каспијског језера спушта се	Сувље

Запажене су и друге појаве проузроковане отопљавањем климата. У Сибиру и на Аљасци граница шума се померила ка северу, а многа плића ледена сочива у стално замрзнутом земљишту су се отопила, образујући тиме термо-крашка удубљења — мање језерске басене и посебне системе речних долина, које у Јакутији називају „аласима“. У градовима је скраћен период ложења 10—30 дана, а воћке цветају по десетак дана раније него што је било у прошлости.

Треба истаћи да се од четрдесетих година овог века почео на Арктику да запажа обратан процес — *постепено снижавање температуре ваздуха*, док се на нижим географским ширинама то још не уочава.

Раније су промене климата објашњаване углавном смањењем Сунчеве радијације под утицајем вулканске прашине, која лебди у вишим слојевима тропосфере и стратосфере после вулканских ерупција и рефлектује део Сунчевих зракова. Указивало се и на промене интензитета Сунчевог зрачења у вези са циклусом пега на Сунцу итд. Сада је очигледно да се постојећа *колебања климе* дешавају под утицајем *промена у општој циркулацији атмосфере*, која трају деценијама. По неким подацима ове промене су у вези са 11-годишњим и 80-годишњим циклусима Сунчеве активности, којем извесни климатолози додају и 250-годишњи циклус промена брзине обртања Земље, због чега се делимично мења Кориолисова сила, значајна за скретање ваздушних маса.

Совјетски климатолог Б. Л. Дзердзејевскиј је користећи компјутер обрадио око 24.000 података о кретању ваздушних маса на северној полулопти. У умереним ширинама преовлађују само два главна типа циркулације ваздушних маса: зонални и меридијански.

Зонална циркулација — циклони и антициклони крећу се по путањама од запада ка истоку са тенденцијом да обиђу око целе Земље.

Меридијанска циркулација — путање циклона и антициклона су усмерене управно на путање зоналне циркулације; превлађују осе кретања усмерене од севера ка југу.

Када на Земљи преовлађује зонална циркулација и када се на Сунцу увећава број пега, као што је било у периоду од 1900. до 1954. године, онда се појављује отопљавање климата. У супротном случају, када је јача меридијанска циркулација, настаје захлађивање поднебља. Како у периоду преовлађивања зоналне, тако исто и меридијанске циркулације ваздушних маса, настају повремено већи *временски поремећаји;* из виших ширина продиру веће масе врло хладног ваздуха, а из нижих ширина топлог тропског ваздуха. Зато је у умереним ширинама било веома хладних, али и врло топлих зима, као и врелих и хладних лета, о чему постоје многе белешке са изванредним подацима значајним за колебања климе у историјском периоду.

Временски поремећаји у нашим крајевима. — У многим радовима који су разматрали промене климе и времена у Европи нема података који се односе на наше крајеве, мада о тим променама постоје писани документи, сачувани пре свега по разним манастирима и црквеним књигама и другим записима. Тога нема ни у најновијој монографији такве врсте, у већ поменутој „Историји климата од 1000. године“ (објављеној у Паризу 1969. год.). Очигледно да њеном аутору Ладирију није била позната студија П. Вујевића *„Промене времена у нашим крајевима од XII века“* (објављена на француском језику у Београду 1931. год. у издању Националног комитета за географију Међународне географске уније). Из тог Вујићевог рада узети су подаци које наводимо у даљем излагању.

Захлађење које је у Европи трајало од XV до половине XIX века захватило је и наше крајеве. Снег је више пута падао и преко лета у многим местима наше и суседних земаља. Према белешци из фрањевачког самостана у Фојници снег је падао 13. августа 1716. године. Следеће године, 20. јула, босанске планине биле су под снегом. У околини Карловца и у Приморју висок снег је ломио гране листалог дрвећа 23. маја 1723. године — тврди се у белешци

манастира у Гомирју код Карловца. По запису очуваном у новотопољској цркви (околина Славонског Брода) снег је нападао до испод колена у Суњи и околини Бањалуке 4. јуна 1764. године. То се поновило после 13 година, 26. јуна 1777. године, када је снег пао у Веселници код Високог у Босни. Тада је било врло хладно и планине су се белеле као усред зиме. Сутрадан је мраз уништио многе усеве у Срему, док се снег видео на брдима око Београда.

У време првог српског устанка било је хладних зима, а снег је пао чак у лето — 3. јула 1806. год. било га је у околини Бијелог Поља. Зима 1808. год. била је врло сурова. Касније, 3. јуна 1810. год. снег је покрио жита око Госпића, а 5. маја 1814. год. ломио гране по воћњацима око Лознице, наводи се у белешци манастира Троноше.

Сарајево је у протеклих пет векова у топлијем делу године често било под снегом. Тако се 19. септембра 1774. год. под теретом снега срушило у граду више зграда и поломиле гране многих старих дрвета. Више пута се град белео под снегом у мају и јуну, али оно што се догодило 24. августа 1777. године тешко да ће се ускоро поновити. Тог летњег дана кровове сарајевских кућа и улица покрио је снег! Изгледа да је та година била једна од најхладнијих у нашој земљи. Висина снежног покривача упролеће те године достизала је до груди човека. Хладна зима је била 1788/89. године. По белешци из цркве св. Ђорђа у Призрену те зиме су страдале многе животиње и птице, а Цигани-чергари, који су водили медведе, запали су у снег и многи су помрли од хладноће и глади. Те исте зиме, према белешци из Сарајева, сви извори у граду били су залеђени, па се за воду ишло на Миљацку или даље. И касније је било хладних зима: средином децембра 1822. године од хладноће је страдало много људи у Срему, док је чак и Дрина била залеђена.

Најневероватније су две белешке из 1716. године. Прва је очувана у фрањевачком самостану у Фојници, а друга у Лењинградској државној библиотеци. Прва казује да је те године 12. августа у Босни било толико хладно да је падао снег а на рекама се појавио лед! Он се одржао до 16. августа! Друга белешка потврђује прву.

Насупрот хладним зимама и летима са снегом, било је повремено и неуобичајено топлих година. Тако је 1745. године после врло оштре зиме наступило рано пролеће. У марту је избила трава и шума потпуно олистала. Већ половином тог месеца било је толико топло да су људи тражили заштиту од сунца у хладу дрвећа! Следеће године од 5. до 17. јануара било је топло као усред лета, а читава зима је била блага, па се у Срему дуго таква није запамтила.

У околини Зворника јесен 1746. године била је невероватно топла, па су људи брали поново јагоде 17. децембра! Зиме 1738/39, 1758/59, 1763/64. 1765/66. и 1772/73. године биле су у нашим крајевима скоро свуда без снега. Због благе зиме 1824/25. није са Дунава уклањан понтонски мост код Петроварадина.

Сем података о топлим зимама и хладним летима у белешкама и записима сачуваним по манастирима има и података о великим сушама и поплавама. Пре више од шест векова — 1358. године — после дуге суше забележена је појава глади. Касније, 1371. године, за време ратова против Турака, у Македонији је владала таква глад, каква се није памтила. Оне које је глад поштедела нападали су вукови и дању и ноћу — пише у белешци из XV века очуваној у једном московском музеју. Земља је остала пуста, без икаквих добара, без људи, без домаћих животиња... Ипак, вероватно најтежа глад била је 1605. године; у белешци из манастира Крушедола код Ирига пише између осталог да је те године „за парче хлеба отац продавао своје дете, син оца, родитељи своју кћер, брат свог брата“. Глад је трајала неколико година. На Цетињу 1608. године људи су у очајању због глади одузимали себи животе! Изгледа да је због велике суше 1629. године глад владала у свим нашим крајевима. Слично се догодило и 1779. године, када кише понегде није било пет месеци! Само 20 година касније то се поновило; извори су пресушили, земља испуцала па су пукотине достизале скоро два метра! Таква суша, пише у једној белешци из Сарајева, није била запамћена за претходних 80 година. Почетком XIX века забележена је страшна суша у Санџаку; кише није било од 5. маја до 30. октобра 1802. године па су Дробњаци продавали жито по градовима.

У прошлости је у нашим крајевима било и великих поплава. У Црној Гори 1580. године у неким насељима „нестали су испод таласа и земља и људи“. Изгледа да је ова поплава, настала од провале облака, највише погодила Црмницу. У новембру 1616. године била је велика поплава Поповог Поља; бујице су ваљале стене, вода је односила куће, а било је и дављења људи.

У априлу 1770. године Дунав је поплавио читаву своју долину у Немачкој, део Београда и Влашку. Та поплава је била веома велика, истиче се у једној белешци у Архиву Српске академије наука и уметности. После јачих киша Миљацка је плавила своју долину, а 15. новембра 1791. године однела је све мостове сем једног, пробила насипе и у латинском делу града порушила 4—5 кућа, а у Черкчини више зграда.

Насупрот поплавама, после дужих суша на рекама су били каткад врло ниски водостаји. Тако је Глиша Шпајин паша прегазио са војском Дунав код Илока 6. новембра 1882. године, јер дубина воде није била већа од 1,2 m. Али, не мора се ићи у далеку прошлост; пре скоро 30 година — 13. октобра 1947. године — Дунав се лако могао да прегази код Братиславе, где је био дубок само 90 cm, а и код Земуна, где је највећа дубина у пловном путу достизала само 130 cm. Слично стање је било и на другим нашим рекама: Сава се могла лако да прегази код Лоње, где је дубина достизала само 70 cm, па и код Купинова — 55 km узводно од Београда. Тада је највећа дубина на Тиси код Кањиже била 120 cm, колико је било и у Драви код Неметина у близини Осијека.

*

Занимљиво је да су оштре зиме забележене на југу Француске и дуж Азурне обале. У децембру 1494. године заледило се море у луци Ђенове! Половином јануара 1506. године заледило се море у луци Марсеља. У трећој декади новембра 1524. године заледиле су се реке на југу Француске; то се поновило и у трећој декади марта 1527. године. Од 1557. до 1603. године Рона се залеђивала у десетак зима, а једном и море око њеног ушћа.

П. Педелаборд наводи да је у XV веку било јаких зима. Он пише на основу докумената да су у зиму 1468. године вино секли секирама и превозили га у комадима (по Ладирију).

*

Према томе, очигледно је да је током холоцена дошло до мањих климатских промена у умереним и вишим ширинама, али и до честих великих временских поремећаја испољених у изузетно суровим зимама на једној и неуобичајено топлих на другој страни; затим у врло хладним летима са снегом у августу, потом са дугим сушама, ниским водостајима на рекама и великих поплава после провала облака.

Овакви екстреми времена објашњавају се сада претежно поремећајима у атмосферској циркулацији у вишим и умереним географским ширинама. Постоје извесне индикације да су ти поремећаји последица Сунчеве активности, али још није утврђена корелација у тим односима, која би то поуздано доказала. Досадашња проучавања говоре у прилог такве међузависности.

6. ХИПОТЕЗЕ О ПРОМЕНАМА КЛИМЕ У ПРОШЛОСТИ

Ради објашњења промене климе у геолошкој прошлости и током холоцена предложен је већи број хипотеза. После открића постојања ледених доба у почетку XIX века појавило се преко 50 „теорија леденог доба“, које су често исту појаву објашњавале са супротних гледишта. Постоје чак и истраживачи који одричу постојање леденог доба (5, 270). Мада разнолике, све хипотезе о променама климе у прошлости могу да се сврстају у три групе: астрономске, физичке и геолошко-географске хипотезе.

Астрономске хипотезе повезују промене климе са изменама елемената Земљине путање (њен облик и положај у простору) и са премештањем Земљине осе (сл. 152).

Астрономску теорију климатских промена изложио је наш геофизичар М. Миланковић у раду »Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem« (Закон Земљиног осунчавања и његова примена на проблем ледених доба — Београд, 1941). Он је израчунао ексцентритет Земљине путање, промене њеног нагиба према еклиптици и измене оријентације Земљине осе у простору и њихово сумарно деловање за период од 650.000 година. Његови прорачуни доста добро објашњавају појаву квартарне глацијације.

Миланковићева теорија климатских промена имала је много присталица, али и противника. Његови критичари су указивали да је он у свом излагању прилично шематизовао природне процесе, дозвољавајући једнородност Земљине површине и непостојање циркулације атмосфере. Даље се указивало да колебања радијације, условљена астрономским узроцима, нису наводно довољна за настанак глацијације. Најзад, утврђена је неподударност главних збивања у квартару по Миланковићевој теорији и методу тракастих глина. Међутим, совјетски климатолог М. И. Будико доказао је да и мања колебања у притицању радијације могу да изазову веће климатске промене, што је изложио у монографији „Климат и жизнь“ (Клима и живот — Лењинград, 1971).

Физичке хипотезе објашњавају промену палеоклимата Земље са изменом количине и спектралног састава Сунчеве радијације, која доспева на Земљу као последица развоја физичких процеса на Сунцу, а такође и промена оптичких својстава Земљине атмосфере и процеса који се дешавају у њој (5, 270). У овој групи је више хипотеза.

Погоршавање климе у леденом добу објашњавано је *променом садржаја угљендиоксида у атмосфери.* Као што је познато, атмосфера садржи само 0,03% угљендиоксида (по запремини), али је и та количина довољна за стварање „ефекта стаклене баште“ атмосфере и да битно утиче на климу. Када би нестало угљендиоксида из атмосфере, онда би температура ваздуха на Земљи била за 21°C нижа од садашње и износила би —7°C, док би његово удвостручење изазвало пораст средње годишње температуре ваздуха од +14 на +18°C, (5, 273). Има истраживача који сматрају да је температура ваздуха на целој површини Земље порасла за 0,5°C због повећања угљендиоксида у атмосфери, насталог сагарањем горива за последњих 100 година. М. И. Будико (*16*) сматра да ће повећана концентрација угљендиоксида у атмосфери бити један од узрока повишења температуре ваздуха до краја XX века.

После снажних вулканских ерупција у атмосферу доспева огромна количина *вулканске прашине и пепела*, која дуго лебди у атмосфери и рефлектује Сунчеву радијацију, због чега на Земљи наступа захлађивање климе. Тако је после ерупције вулкана Катмај на Аљасци 1912. год. радијација била смањена чак у Алжиру за 20%, док је у Москви број часова Сунчевог сијања те године износио само 75% од забележених у претходним и каснијим годинама (5, 274).

Један од присталица утицаја *замућености атмосфере* на климу — амерички геофизичар Брукс (C. E. P. Brooks) изложио је 1951. год. у чланку »Geological and historical aspects of climatic change« (Геолошки и историјски аспекти промене климе — Bostan (Mass.), 1951) да су „све хладне године почев од 1700. биле после вулканских ерупција: хладне 1784—1786. после ерупције вулкана Асама (Јапан) и 1783. год.; хладна 1816. год. („година без лета“) — била је после ерупције вулкана Томборо (острво Сумбава) 1815. год.; хладне године 1884—1886. следиле су после ерупције Кракатауа — 1883. год.; хладне 1912—1913. год. биле су после ерупције Катмаја (Аљаска) 1912. год.“ (5, 275). Присталица ове хипотезе је и совјетски климатолог М. И. Будико. Он је установио да се после вулканских ерупција директно Сунчево зрачење смањује просечно за 10%, што је довољно да се просечна годишња температура ваздуха на северној полулопти снизи приближно за 2—3°C. По његовом мишљењу интензивна вулканска активност у појединим раздобљима геолошке прошлости могла је да проузрокује нагле климатске промене. В. М. Синицин (*67*) пак доказује да смена глацијалних и интерглацијалних доба у плеистоцену није била праћена променама у вулканској делатности.

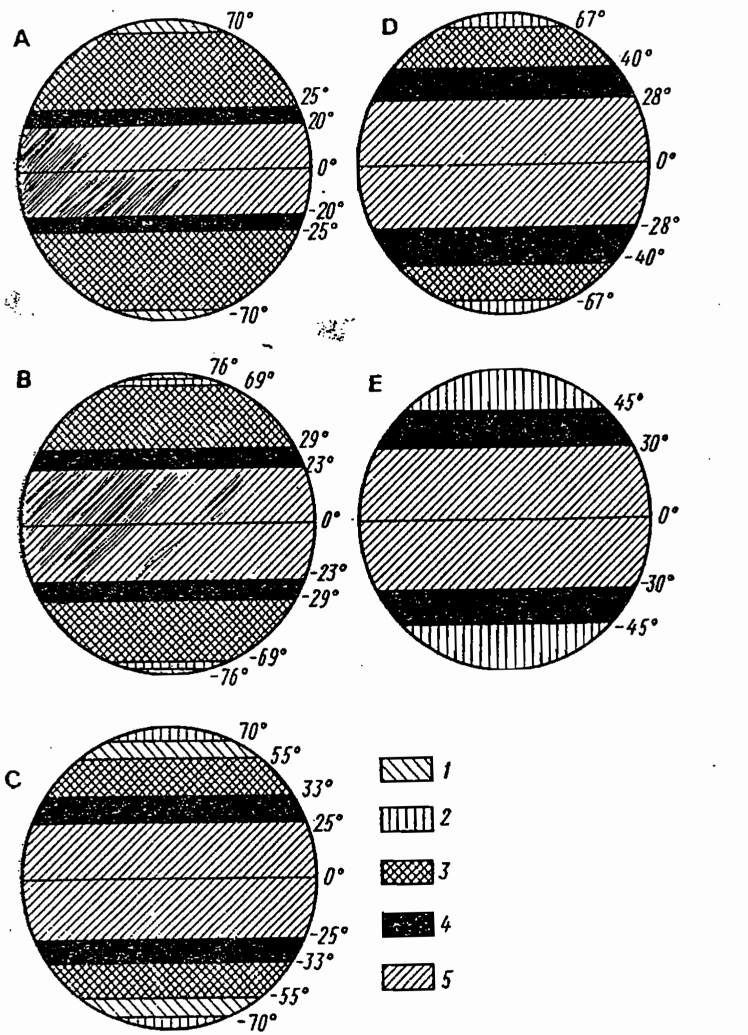
Симпсонова хипотеза објашњава промене климе на Земљи изменом интензитета Сунчеве радијације. Допушта се да се соларна константа мења до 10%. То се објашњава променама Сунчеве активности, провидности атмосфере и албеда Земљине површине.

Основне поставке Симпсонове хипотезе се састоје у томе што се при повећавању Сунчеве активности увећава интензитет Сунчеве радијације и, према томе, температура Земљине површине — тада ниже ширине добијају више топлоте од високих. Због тога расте термички градијент екватор — пол и појачава се атмосферска циркулација. Повећање брзине ветра и повишење температуре утичу на испаравање и увећање влажности ваздуха. Последња појава при појачању циклоности погодују образовању облака и излучивању већих количина падавина. Повећана облачност, с једне стране, увећава албедо Земље, нарочито у вишим ширинама (где је мали упадни угао Сунчевих зракова), а са друге — знатно штити Земљу од губитка топлоте израчивањем дуготаласном радијацијом. То смањује термичке разлике између дана и ноћи, између лета и зиме (5, 276).

Промене Сунчеве радијације имају различите последице за климу ниских и високих ширина. Оне изазивају у првим промене облачности и падавина, смањују колебања температуре ваздуха, а у аридним областима при повећању радијације температура може и да се снизи због увећане облачности. На тај начин у крајевима без глацијације а у време максималне Сунчеве радијације клима постаје више маритимна и кишна, док је у доба минимума — континенталнија и сува (5, 276).

Друкчије се формирају климатски услови у поларним областима и на узвишењима изложених глацијацији, где се летња температура не диже изнад 0°C. Увећање Сунчеве радијације изазива пораст средње годишње температуре и количине падавина, које се најпре излучују претежно у виду снега. То омогућава увећање ледника, који се

незнатно отапају у току облачног и прохладног лета. Ипак, при даљем порасту интензитета Сунчеве радијације и температуре повећавају се: удео кишних падавина, испаравање, а са порастом температуре ваздуха изнад 0°C и отапање снега и леда. Све то заједно изазива деградацију ледника и појаву топлог интерглацијалног периода (5, 277).



Сл. 150 — Шема распореда климатских зона (по Предтеченском): A — тријас, B — горњи перм, C — ледено доба (плеистоцен), D — еоцен-олигоцен-миоцен, E — креда-палеоцен; 1 — хладне поларне зоне, 2 — топле поларне зоне, 3 — умерене ширине, 4 — притропски максимум атмосферског притиска, 5 — екваторијално-тропска зона

Када отпочне смањивање радијације и снижавање температуре почиње понављање процеса у обратном реду: најпре ће се обновити акумулирање снега и леда, тј. отпочиње нова глацијација. Ускоро, због смањене количине падавина нестаће ледници, а наступиће хладни и суви интерглацијални период (5, 277).

Симпсон сматра да је у току леденог доба било три периода са максимумом Сунчеве радијације и шест глацијалних периода и пет интерглацијалних (са два типа — топли и влажни односно хладни и суви). По његовом мишљењу садашња епоха припада крају опадања трећег максимума Сунчеве радијације (5, 277). Другим речима то значи, да у следећим миленијумима предстоји промена климе у смислу њеног захлађивања и повећања аридности.

Симпсонова хипотеза има велики број присталица међу климатолозима и геофизичарима.

Постоје и многе друге физичке хипотезе промена палеоклимата Земље. Једна од најпризнатијих је *хипотеза П. П. Предтеченског*. Она се заснива на промени клима Земље изменама опште циркулације атмосфере под утицајем Сунчевог зрачења. Наиме, при максимуму Сунчеве активности апсолутно преовлађује меридијанска циркулација, а при минимуму западно-источна, односно ширинска циркулација. При меридијанској циркулацији термички градијент екватор — пол достиже најмању величину. Зона умерених климатских ширина потпуно ишчезава, а друге се максимално проширују. Климат у свим појасевима постаје маритимнији и одликује се обиљем падавина, док пустиње скоро нестају. При ширинској циркулацији атмосфере умерени климатски појас заузима максималну површину, док се други смањују. Клима стиче особине континенталности, а пустиње достижу највеће могуће површине. Шема распореда климатских зона по хипотези П. П. Предтеченског дата је на сл. 150.

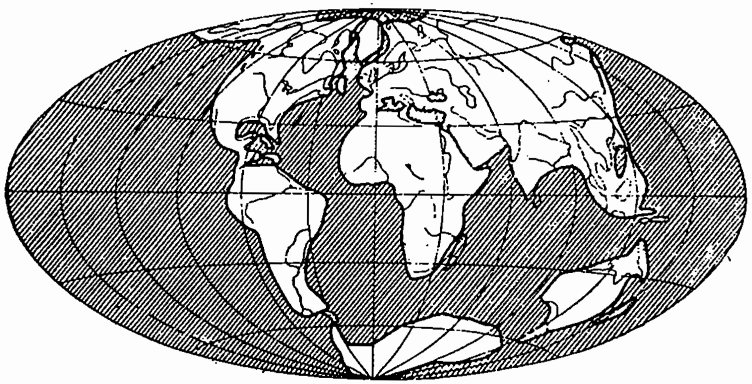
Геолошко-географске хипотезе објашњавају промене климата Земље тектонским покретима: образовањем већих издизања Земљине коре. изменом површина копна и мора — њиховог положаја и контура, променама правца и величине морских струја итд. Ова група има више хипотеза.

Вегенерова хипотеза је изложена први пут 1912. год. а климатске промене објашњава помицањем лаких гранитских маса континената по тежем и пластичном базалтном омотачу Земље — слично пливању ледених санти по води. Континенти су у геолошкој прошлости представљали јединствено копно. Касније, под утицајем центрифугалних и плимотворних сила настала су његова разламања и размицања већих делова копна — континената (сл. 151). Деловањем центрифугалне силе континенти су се померали од екватора ка половима, док су их плимотворне силе померале у западном правцу. Због тога се обале континената прилично подударају, нарочито знатних делова обала Африке и Јужне Америке. Сем сличности контура обала, постоје на одговарајућим деловима приморја и залеђа исте геолошке формације, као и делимична сличност флоре и фауне на поменута два континента итд.

Вегенерова хипотеза је била општеприхваћена у првој половини XX века. Каснија проучавања геофизичара довела су до сазнања да силе којима Вегенер објашњава померање континената нису довољне

да то и учине. Совјетски географ, климатолог и ихтиолог Л. С. Берг је сматрао да је постојање централног подводног Атлантског била неспојиво са раздвајањем Старог и Новог света. Он указује да се размена флоре и фауне између континената обављала преко низа острва на Атлантском океану и великог била, која су доцније потонула у воду.

Хипотеза о померању Земљине осе и полова односно промена географских ширина у целини заснива се на већ помињаним индикаторима палеоклимата. Ову хипотезу су изложили А. Вегенер и В. Кепен у раду »Die Klimate der geologischen Vorzeit« (Климати геолошке прошлости — Берлин, 1924. год.). По њиховој хипотези и индикаторима палеоклимата почев од карбонске периоде на Земљи су постојали исти климатски појасеви, какви су и сада, тј. влажна екваторијална зона, две суве зоне, две влажне зоне умерених ширина и две поларне области. Последње су по овој хипотези увек биле под ледом како на копну тако и на мору. Међутим, њихов положај на Зем-



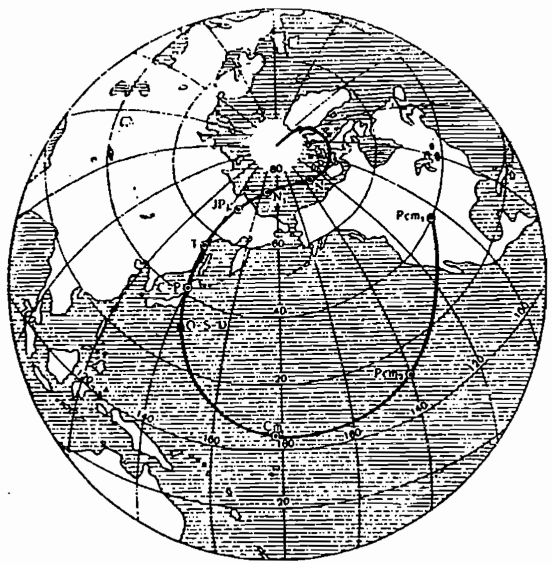
Сл. 151 — Континенти почетком кенозоика (по А. Вегенеру)

љиној површини се мењао из једног у други геолошки период заједно са померањем положаја полутара и полова (сл. 152). Овом хипотезом се добро објашњавају промене палеоклимата у палеозојској и мезозојској ери, али не и квартарних глацијација, па су стога њени аутори прибегли да овај недостатак отклоне прихватањем промена параметара Земљине путање.

Ову хипотезу је прихватило више познатих палеоклиматолога. У СССР је на њој највише радио Л. Б. Рухин (64). По њему је издизање и спуштање већих делова Земљине коре главни узрок премештења положаја Земљине осе у терцијерној периоди и да, због тога, тектонски покрети условљавају промену климе па тиме и лика површине планете.

Познато је да савремена климатологија указује да је рељеф један од најважнијих фактора образовања поднебља. Због тога се у овом веку појавило више „хипотеза рељефа" које објашњавају промене климата у квартару.

Л. Б. Рамзеј сматра да су глацијације последица *издизања Земљине коре.* Поједини њени делови издижу до висина са малом густином ваздуха и стога се јако расхлађују израчивањем топлоте дуготаласним зрачењем. Стога они могу да доспу у хионосферу — зону образовања снежника и ледника. Отуда је закључак да јако дисецирани рељеф повећава губитак топлоте, омогућујући тиме и формирање ледника, што утиче на опште снижење температуре. Насупрот дисецираном, заравњени рељеф условљава топлије поднебље (5, 284). Међутим, К. Брукс је прорачунао да би се при прелазу од потпуно равног рељефа до његовог садашњег стања температура ваздуха снизила просечно само за 0,3°C и да је стога образовање веће облачности изнад планина, која рефлектује знатан део Сунчеве радијације, значајан фактор снижавања температуре (5, 285).



Сл. 152 — Померање Северног пола Земље (по С. П. Хромову):
Pcm — докамбријска периода, Cm — камбријска, O — S — D — ордовик-силур-девон, C — P — карбон-перм, T — тријас, Pg — палеоген, N — неоген

Орогени и епирогени покрети у Земљиној кори мењали су много пута лик наше планете. Они су утицали на *промене правца и величину топлих и хладних морских струја,* које су веома значајни фактори промене климе. Тако нпр. Голфска струја уноси у Краско море огромну количину топлоте — 38 ccal/cm² · год., што представља 44% његовог топлотног биланса. М. И. Будико је израчунао да би нестанком леденог покривача у Арктику годишња температура ваздуха (без утицаја топлих вода из Атлантика) била виша од садашње за 15°

— лети би износила +5,8° а зими —5,4°C у Централном Арктику, док би се под утицајем хоризонталне размене топлоте у атмосфери и хидросфери средња годишња температура ваздуха у безледеном Арктику повисила за око 40°C (5, 286).

Трансгресије и регресије мора утичу битно на климу по резултатима проучавања неких климатолога и геофизичара. И. Д. Лукашевич је дошао до закључка да трансгресије повишују температуру на копну за 1—2°C, а регресије је снижавају, нарочито у поларним областима (због мале садржине водене паре у ваздуху и стога великог израчивања топлоте дуготаласним зрачењем). Овакве закључке има и К. Брукс. Он сматра да су појаве трансгресија и регресија мора током геолошке историје сасвим довољне да објасне разлике глацијалних и неглацијалних климата или топлих од хладних геолошких периода, а да су колебања Сунчеве радијације или промена астрономских фактора могући, али не и обавезни услов за климатске промене (5, 287).

*

Очигледно је да ниједна од предложених хипотеза не може у потпуности да објасни промене палеоклимата. Несумњиво је да се оне допуњују или коригују међусобно, али да правих резултата ипак нема. То показује колико је сложен проблем проучавања палеоклимата, поготову када од његових квалитативних одлика треба дати и квантитативне вредности тадашњих климатских елемената. Логично је да ће нове методе проучавања палеоклиме дати и нове хипотезе и боље резултате од досадашњих, које ни у ком случају не треба потцењивати.

7. ОТКРИВАЊЕ УЗРОКА ЦИКЛИЧНИХ КОЛЕБАЊА КЛИМЕ

Промене и колебања климе у прошлости привлачили су пажњу многих геофизичара, геолога, климатолога, хидролога, ботаничара и других стручњака. Неки од њих су још у прошлом веку уочили да у колебањима климе, испољеним у великим временским поремећајима дужег трајања, постоје извесне законитости. Постављало се само питање дали су ритмови колебања климе периодични или циклични.[1]

За последњих 100 година уочено је постојање неколико циклуса у Сунчевој активности и истовремених колебања климе на Земљи.

Једанаестогодишњи циклус Сунчевих пега и колебања климе. — Неоспорна је чињеница да се број пега на Сунцу мења у временском размаку од 9 до 14 година, односно просечно 11,25—11,50 година; у пракси је уобичајено да се говори о просечном трајању овог циклуса — 11-годишњем. У почетку циклуса, у првих 4, 6—5 година број пега на Сунцу расте и достиже максимум, а затим се следећих 6,5 година смањује до минималног њиховог броја. Физички узроци појављивања

[1] Под *ритмом* (ритмиком) се подразумева законито понављање *комплекса појава* у току времена, које се сваки пут развијају у одређеном правцу.

Постоје два вида ритмике. *Периодични ритмови* су једнаког трајања — нпр. обртање Земље око своје осе и њен обилазак око Сунца. *Циклични ритмови* су променљивог трајања, а њихове величине дају се увек као просечне вредности; такав је, нпр., 11-годишњи циклус промена броја пега на Сунцу.

11-огодишњег циклуса Сунчевих пега нису још поуздано објашњени, али су зато веома добро утврђене везе између њиховог броја и временских поремећаја на Земљи, које у дужегодишњем низу дају карактеристике климе односно њених колебања у разматраном периоду.

В. Кепен (W. Köppen), познати геофизичар и климатолог успео је још 1873. год. да утврди статистичком методом везе између промена броја пега на Сунцу и температуре ваздуха (у вишегодишњем низу осматрања на метеоролошким станицама) на целој Земљиној површини. Наиме, у периоду минимума Сунчевих пега и непосредно иза њега температура ваздуха је нешто виша, него у следећим годинама када се појављује максимум пега на Сунцу. Амплитуда температуре ваздуха у свим климатским зонама достиже 0,2—0,4°C.

Л. Чижевски (75) је проучавао везу између 11-огодишњег циклуса Сунчевих пега и појаве појединих епидемија на Земљи. Он је сматрао да Сунце управља ритмом већине биолошких процеса на површини наше планете. Л. Чижевски је установио да се у периоду максимума пега на Сунцу, због минималних промена у структури његове радијације, на Земљи појављују разне епидемије. Тада су повољни климатско-биолошки услови за размножавање биљних штеточина и бактерија и вируса — узрочника разних болести у човека. Он је толико добро изучио зависност појава епидемија од Сунчеве активности, да је још 1930. год. предсказао 9 пандемија грипа и епидемију колере 1960—1962. године, која је заиста погодила земље у Југоисточној Азији. Од 9 пандемија грипа, 8 их се појавило тачно када је то предвидео А. Л. Чижевски, а делимично и девета, која је захватила свет 1968—1969. године (28, 48) — 4 године после његове смрти.

Тридесетпетогодишњи циклус у режиму температуре, ваздушног притиска и годишње суме падавина први је уочио Е. А. Брикнер (E. A. Brückner). Он је сакупио и статистички обрадио податке метеоролошких осматрања за период од 1700. до 1880. године; сем тога, искористио је и постојеће податке о великим поплавама, повлачењу алпијских ледника, о изразито хладним зимама, о колебању нивоа уворних језера (за Каспијско језеро почев од 1306. год.) итд. Резултате проучавања тих многобројних података објавио је 1890. год. у раду »Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit« (Колебања климе од 1700. уз напомену о климатским колебањима у Леденом добу). Исцрпна анализа омогућила је Е. А. Брикнеру да уочи постојање 35-огодишњег циклуса са екстремним границама трајања од 34,8±7 година.

Дужина Брикнеровог 35-огодишњег циклуса је само просечна, док се у појединим раздобљима кретала од 20 до 50 година, — знатно испод односно изнад екстремних величина трајања циклуса. У току трајања овог циклуса амплитуда температуре ваздуха на целој Земљи износи око 0,8°C. Међутим, и то је довољно да утиче на поремећаје ваздушног притиска и колебања у годишњој суми падавина до 25%.

Откриће Брикнеровог циклуса подстакло је друге научнике да проучавају циклична колебања појединих климатских елемената и временских појава. Тако је М. А. Боголепов на основу летописних и историјских података о одликама времена установио 1907. год. по-

стојање *33,5-огодишњег циклуса колебања климе,* што у суштини значи потврду постојања Брикнеровог циклуса. Совјетски геолог Г. Ф. Лунгерсгаузен је проучавао слојеве тракастих лапораца у палеозојским стенама на западној страни Јужног Урала и установио постојање таквог периода пре 500—600 милиона година (*5*, 263).

Постојање Брикнеровог циклуса у колебању климе дао је и совјетски географ А. В. Шнитиков. Он је проучавао циклична колебања нивоа многих језера у Западном Сибиру и Северном Казахстану од краја XVII до средине XX века и установио да она имају циклус од 30—35 година — трајање појединих циклуса мења се од 20 до 45—47 година, тј. нешто дуже од Брикнеровог циклуса величине 34,8±7 година.

Узрок појаве Брикнеровог циклуса колебања климе је промена интензитета опште циркулације атмосфере због ритмичких измена Сунчеве активности (*35*, 59).

Треба напоменути да постоје и радови у којима се негира постојање Брикнеровог циклуса. Тако А. Вагнер (A. Wagner) у раду »Klimaänderungen und Klimaschwankungen« (Климатске промене и климатска колебања) пише 1940. год. да Брикнеров циклус „треба сматрати заблудом и оставити га у оној фази проучавања климе, која је већ припала области историје" (по *12-II*, 286). Сам Вагнер је указао на постојање *16-огодишњег циклуса колебања температуре ваздуха,* што су подржали неки истраживачи, док J. Блитген (J. Blüthgen) сматра да ни тај 16-огодишњи циклус „не треба сматрати потпуно провереним" (*12*-II, 286).

Совјетски геофизичар М. С. Ејгенсон открио је 1948. год. постојање *80—90-огодишњег циклуса Сунчеве активности,* а 1954. год. и једног *5—6-огодишњег циклуса.* Дужина првог, тзв. „вековног циклуса", мења се у границама од 60—70 до 100—110 година. В. Глејберг је открио и проучио 20 таквих циклуса почев од 400. год. пре наше ере.

Табл. 58 — Вековна колебања климе по (5, 266)

Показатељ	Период колебања у годинама	Година максимума (минимума) последњег циклуса
Просек величина средњегодишњих бројева Волфа за сваких 10 година (1729—1938. год.)	80	1934. минимум
Залеђеност северног Атлантика (1590—1940. год.)	83	1933. минимум
Просечни ниво Каспијског језера (1610—1940. год.)	85	1939. минимум
Просечна годишња температура ваздуха у Копенхагену (1798—1920), Берлину (1769—1921) и Риму (1811—1924. год.)	94	1957. максимум (у Берлину)
Изузетно хладне зиме у Западној Европи (1215—1905)	90	—
Дебљина годова секвоја у Калифорнији (1295. пре наше ере — 1905. год.)	84	1932. максимум

К. Истон (C. Easton) је још 1917. год. утврдио *90-огодишњи ритам изузетно хладних зима* у Европи (табл. 58), који је исцрпније проучио В. Кепен.

Совјетски климатолог и метеоролог Б. Л. Дзердзејевски је по вишегодишњим променама учесталости одступања зоналних и меридијанских група циркулације атмосфере[2] од њиховог средњегодишњег трајања открио постојање *1,5—3-огодишњих планетарних циклуса циркулације атмосферe,* а касније три вишегодишња циклуса, које је назвао *циркулационим* или *климатским епохама.*

Прва епоха је почела крајем XIX века и трајала до 1915—1916. године. Она се одликовала изразито појачаном миридијанском циркулацијом, а слабљењем зоналне циркулације атмосфере. Друга епоха је трајала до 1951—1952. године, а одликовала се постојаним зоналним (ширинским) струјањем ваздушних маса. Њу је сменило преовлађивање меридијанске циркулације. Максимум треће епохе је био 1969. и сада је у току слабљење меридијанске, а јачање зоналне циркулације, чији ће максимум бити око 1990. године. Трајање меридијанског циклуса износи око 20, а зоналног око 35 година (*68*, 61).

Многовековни циклуси колебања климе. — Постоји и неколико циклуса колебања климе који трају више од једног века. Тако је М. С. Ејгенсон издвојио *двоструки „вековни циклус"* са трајањем од 160—170 година, који је близак *190-огодишњем циклусу* П. П. Предтеченског. Б. М. Рубашев и И. В. Максимов су дошли до закључка о постојању *200—300-огодишњег* односно *600-огодишњег циклуса Сунчеве активности,* а А. В. Шнитиков о могућности постојања *циклуса од 1500—2000 година.* Ипак сви ти циклуси не могу да се провере постојећим подацима и стога су углавном хипотезе.

Многовековни циклус трајања од 1800 до 1900 година дели се на три различите *фазе климатских* колебања. Прва је *трансгресиона* или *фаза прохладновлажне климе,* која траје релативно кратко — само 300—500 година, али у току ње сви процеси протичу брзо и интензивно: појачава се глацијација, увећава протицај и повишава ниво језера. *Регресиона* или *фаза суве и топле климе* је знатно дужа — 600—800 година, а у току ње ледници се повлаче, реке оплићавају и опада ниво језера. Ове две фазе су раздвојене *прелазном фазом,* која траје приближно 700—800 година (*35*, 59).

За објашњење промена климе у геолошким периодама користе се тзв. *геолошки циклуси.* Њих повезују са „галактичком годином", тј. периодом од 200—220 милиона година, за које време Сунце са својим планетама прође по својој орбити огроман пут око центра Галаксије. Земља у толико дугом периоду доспева у космичке просторе различитих физичких и хемијских особина. Она пролази кроз „прашинасте облаке" у космосу и тада Земља прима мање Сунчеве топлоте, због чега поднебље постаје хладније, појављују се ледници итд. То се понавља сваких 200—220 милиона година. Чињеница је да постоје неке

[2] Б. Л. Дзердзејевски је издвојио 13 типова циркулације атмосфере у вантропским ширинама северне полулопте и назвао их елементарним циркулационим механизмима (ЕЦМ).

везе између „галактичке године" и појединих процеса на Земљи, али се овај проблем налази још у стадијуму претходних разматрања (*35*, 62).

Узроци цикличних колебања климе. — У савременој климатологији поклања се све већа пажња утврђивању веза између опште циркулације атмосфере на једној и бројева Волфа и других показатеља Сунчеве активности на другој страни.

Установљена је директна веза између интензитета Сунчеве активности и честине појава тропских циклона као и броја непогода.

Повећавањем Сунчеве активности појачава се тропски монсун, а последице тога су обилније кише и велике поплаве у Индији и уопште у земљама субекваторијалног поднебља.

На супрот горе изложеним појавама. у умереним и високим ширинама не уочава се директна веза између Сунчеве активности и интензитета атмосферске циркулације. За ове области важи тзв. *закон акцентације тропосферских поремећаја,* који су открили Ј. Ј. Фјодоров и В. Ј. Визе. Према том закону „појачавање Сунчеве активности изазива продубљавање циклона и повећање моћности антициклона. Тиме се увећавају хоризонтални барички градијенти, те према томе и појачање опште циркулације атмосфере. Повећање броја пега на Сунцу утиче највише на дубоке циклоне и моћне антициклоне, тј. на баричке центре деловања атмосфере" (по *5*, 268).

У периоду максимума пега на Сунцу продубљује се северноатлантска барометарска депресија, тј. циклогенеза на арктичком фронту се тада појачава, док слаби у периоду минимума тих пега. Установљено је да се при појачању Сунчевог зрачења активира арктички центар деловања атмосфере. Тада су чести продори арктичког ваздуха и хладна пролећа на територији европског дела СССР (*5*, 268), јужних делова Скандинавије и централне Европе.

Сада је већ доказано да промене Сунчеве активности утичу не само на интензитет атмосферске циркулације, него и на њен тип. Са повећањем броја Сунчевих пега за два пута, приближно толико пута се увећава учесталост зоналне циркулације, док се исто толико пута смањује меридијанска циркулација. Појачавање зоналне циркулације догађа се кроз две године после двогодишњег максимума Сунчеве активности и годину доцније после завршетка 11-огодишњег циклуса (*68*, 61).

Сам механизам и физичке везе, које постоје између Сунчеве активности и промена у атмосферској циркулацији, још нису поуздано утврђени, мада има извесних претпоставки — „озонска хипотеза" или кондензациони модел и др. Све више је чињеница у корист термодинамичке везе између горњих слојева атмосфере — на које Сунце делује интензивније — и тропосфере. Тако нпр. појачањем Сунчеве активности повишава се температура у јоносфери, изнад ове или оне области, што пак може да утиче на продубљивање (до 5 mb) већ постојећег тропосферног циклона (*5*, 269).

Из досадашњег излагања очигледно је да у краћим временским циклусима а под утицајем Сунчеве активности настају одређени *временски поремећаји,* односно мања или већа одступања од тзв. „просечног времена". Већина људи то прихвата као промену климе, мада нису у праву, поготову што такве промене имају већином локална обележја. У суштини ради се о цикличним колебањима „просечног времена" у његовим екстремним границама, које се у извесном низу година прихватају као погоршања односно побољшања климе. Тако је у Арктику уочено отопљавање поднебља, нарочито зими, које има циклус од 80—85 година. Од 40-их година овог века почео је други циклус, који се одликује захлађивањем поднебља у Арктику, и он ће трајати вероватно до 2020. године. Последица тога испољиће се на живом свету: граница шума помаћи ће се на југ до 200 km, а упоредо са њом и многе субполарне животиње; то ће свакако утицати и на извесне привредне делатности — помицање аерала гајења неких културних биљака ка југу, погоршање услова за пловидбу по Северном леденом океану, скраћивање навигационог периода на рекама у субполарним областима итд. После свега тога настаће обратни процес до краја XXI века итд. Према томе, не ради се о неким *климатским променама* у Арктику, него о *цикличним колебањима климе* у оквирима одређених климатских екстрема.

II ДЕО

ВРЕМЕ, КЛИМА
И
ЧОВЕК

ДЕВЕТА ГЛАВА

ДЕЛОВАЊЕ ГЛАВНИХ КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА, ВРЕМЕНА И КЛИМЕ НА ОРГАНИЗАМ ЧОВЕКА

Организам човека, као биљака и животиња, веома је подложан утицају климатских елемената. Стога се треба укратко упознати са њиховим појединачним деловањем, њиховим индикацијама и контраиндикацијама.

1. ДЕЛОВАЊЕ ГЛАВНИХ КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА НА ОРГАНИЗАМ ЧОВЕКА

Утицај радијације. — Највећи део појава и процеса у природи на нашој планети настаје под утицајем Сунчеве зрачне енергије — *радијације*. Према величини таласних дужина (λ) Сунчеви зраци се сврставају у три групе: прву сачињавају *ултраљубичасти* зраци ($\lambda<0{,}40$ mk), другу *видљиви* ($\lambda=0{,}40$ до 0,76 mk) и трећу *инфрацрвени* зраци ($\lambda>0{,}76$ mk). Они делују различито на организам човека.

Ултраљубичасти зраци су најпромењивији део спектра Сунчевог зрачења. При повишењу Сунца изнад хоризонта од 15 на 60° интензитет овог зрачења се повећава скоро за 20 пута, док се целокупно Сунчево зрачење увећа само за 20%. Интензитет ултраљубичастог зрачења се нагло повећава са порастом надморске висине — на сваких 100 m за 3—4%.

Утицај ултраљубичастих зракова на микроорганизме. — Ултраљубичасти зраци делују на *микрофлору* спољне средине човека. Експериментима је утврђено да они смањују вирулентност многих микроорганизама, а да неке уништавају. Према томе, ултраљубичасти зраци Сунчевог спектра делују *бактерицидно*. Они уништавају већину бактерија које се налазе у ваздуху, међу којима су и оне што изазивају инфективна обољења. Такве бактерије се налазе свуда, па чак и тамо где је највећа хигијена — у болницама: у 1 m^3 ваздуха у просторијама болница има у децембру 23.100 а у јуну, када је утицај ултраљубичастих зракова бактерицидно неупоредиво већи него зими, само 5.100 бактерија.

Утицај ултраљубичастих зракова на организам човека. — Површински слој коже апсорбује ултраљубичасте зраке — највише оне са $\lambda<0{,}366$ mk. Њихов највећи део апсорбује покожица — 49% тих зракова задржава се већ до дубине од 0,1 mm коже, а свега 0,08% допире до 1 mm дубине коже. Дуже излагање тела деловању ултраљубичастих зракова (табл. 59) изазива *еритем* или *црвенило коже*, које се појављује 2—8 часова после почетка сунчања. Приближни прорачуни указују да бледо-ружичаста боја коже указује да је у њој уништено око 12 милиона ћелија (разарањем беланчевина у ћелијама). Тај број

се повећава даљим излагањем тела на сунцу, тако да се најзад појаве пликови на кожи. Они апсорбују све ултраљубичасте зраке са таласним дужинама краћим од 0,325 mk, те према томе штите тело од дубљих повреда.

Сувишно задржавање на сунцу изазива опекотине коже, праћене повишавањем температуре (каткад до 39°C), главобољом, губитком апетита итд. Настаје, дакле, својеврсно запаљење коже. После 3—5 дана реакција организма се стишава и на зрачним местима појављује се *пигментација коже* односно њена препланулост. У кожи се од провитамина D образују витамин D_3 и D_2; они имају значај у размени фосфора и калцијума у организму, који се концентришу у костима и јачају их. Сам витамин D_3 је специфично антирахитично средство, па отуда велики значај сунчања у лечењу рахитичних обољења.

Највећу осетљивост према деловању ултраљубичастих зракова показује кожа трбуха, а потом рамена, груди и леђа. Људи беле коже су осетљивији на ове зраке од тамнопутих, али има и изузетака. Делујући бактерицидно, ови зраци имају и добро својство за организам: они убрзавају зарашћивање рана, па отуда брже оздрављење болесника после операције и рањеника који леже лети поред отворених прозора или на терасама (заштићени од директног Сунчевог зрачења).

Да би се избегле бурне реакције организма од деловања ултраљубичастих зракова неопходно је постепено сунчање, па се у ту сврху треба придржавати следећег *дозирања* у различитим месецима и часовима дана (важи за 45° северне географске ширине, али задовољава услове за целу територију Југославије и суседних земаља на географским ширинама наше земље):

Табл. 59.

Месеци	Дозирање сунчања у означеним часовима дана у минутима за 1. дан								
	7	8–9	9–10	10–11	11–12	13–14	14–15	15–16	16–17
VI	15	12	10	8	6	8	10	12	14
VII	18	14	12	10	10	8	10	10	12
VIII	20	14	12	10	8	8	10	12	14
IX	—	18	15	11	9	9	11	15	20

У табели је дато дозирање сунчања за први дан. Следећих дана оно треба да се повећава у следећим односима:

2. дан — 1,5 пут према почетној дози
3. дан — 2 пута према почетној дози
4. дан — 3 пута према почетној дози
5. дан — 4 пута према почетној дози
6. дан — 5 пута према почетној дози
7. дан — 7 пута према почетној дози.

Треба имати на уму да чак и када се постигне потпуна адаптација, када кожа стекне потребни пигмент и не прети јој више опасност од еритема, на директном сунчевом зрачењу не сме се остати дуже од 1,5—2 часа. Дуже непрекидно сунчање постаје штетно по здравље (најопаснија последица после јаког еритема је могућност појаве рака коже — нарочито на покожици доње усне, доста честе појаве код морнара у суптропским крајевима).

Контраиндикације за сунчање су: туберкулоза плућа, тешке неурозе, теже неурастеније, шећерна болест, чир у желуцу, епилепсија (падавица), тиреотоксикоза (прекомерна функција штитасте жлезде у току Базедовљеве болести и др.). артериосклероза, миокардија (запаљење срчаног мишића), стенокардија (појава слабијег или јачег бола у пределу грудне кости и срца, праћено гушењем и др.) и злоћудни тумори.

У великим градским насељима интензитет ултраљубичастог зрачења мањи је (због њиховог великог одбијања од многобројних честица типичних за ваздух великих насеља) у просеку за 20—25% него у околним селима, а повремено и преко 40%. Зато је у загађеном градском ваздуху много више микроба, па су стога чешћа инфективна обољења градског него сеоског становништва. У највећој је опасности здравље становника чији прозори гледају у светларнике, јер они немају никада директно сунчево зрачење. Слично је стање и у становима у приземљу и нижим спратовима зграда које су у уским улицама или су прозори станова окренути ка северу. У последњем случају дејство ултраљубичастих зракова је 2—40 пута мање него у становима чији су прозори окренути ка југу. Треба напоменути да обично стакло на прозорима апсорбује 30—90% директних Сунчевих зракова, нарочито ултраљубичастих. Изузетак чине специјалне врсте стакла, које пропуштају чак и зраке са таласним дужинама од 0,217—0,254 mk, али се такво стакло ретко употребљава. Због тога су у градовима честа обољења од рахитиса у деце млађег узраста, а затим инфективна обољења органа за дисање.

Утицај инфрацрвених зракова на организам човека. — Инфрацрвени део спектра дели се условно на две области: прву сачињавају зраци са таласним дужинама од 0,76 до 1,4 mk; они продиру у ткива човечијег организма до 4 cm дубине. Другу област чине зраци са таласним дужинама од 1,4 до 240 mk и те зраке апсорбује површински слој коже човека. Оба зрачења изазивају осећај топлоте. Сама количина апсорбованог инфрацрвеног зрачења зависи од пигментације коже: непигментирана кожа рефлектује 62% а пигментирана само 42% инфрацрвених зракова; због тога је тело са препланулом кожом знатно топлије од оног које још није променило боју пигментацијом.

Повишавајући температуру тела инфрацрвени зраци изазивају у њему многе физиолошке и патогене промене. Загревањем коже шире се брзо крвни судови (хипермија) и мењају услови циркулације крви — убрзање пулса, повећавање количине крви која пролази кроз срце итд. Тело се не може привићи на деловање инфрацрвених зракова, јер се хипермија опет појављује при поновном зрачењу. Тако нпр. изложена инфрацрвеном зрачењу температура коже за 15—20 минута повиси се за 4—8°C, али се после прекида сунчања она врати на првобитну после 10—15 минута. Али, температура коже и ткива на 2—2,5 mm од површине коже може достићи температуру и до 40°C и враћа се на првобитно стање 40—50 минута после прекида сунчања. Изложен дугом сунчању и недовољно заштићен од директног Сунчевог зрачења човек ризикује да га погоди сунчаница, праћена повраћањем, главобољом, губитком свести, а каткад и грчењем мишића; она може да се заврши и смрћу. Због тога је неопходна заштита тела од прекомерног деловања инфрацрвених зракова, пре свега главе.

Људи који се не излажу инфрацрвеним зрацима дуже времена (нпр. рудари и радници метроа који су запослени у дневним сменама) постају преосетљиви на прехладу, реоматична обољења, разнолике инфекције коже и др. Све то показује да инфрацрвени део спектра Сунчевог зрачења има велики значај за здравствено стање човека.

Утицај видљивог дела спектра на организам човека. — Зраци видљивог дела спектра изазивају у људском оку осећај боја (по Парфенову, 1963):

Табл. 60.

Б о ј а	Дужина таласа у mk
Црвена	0,760 — 0,620
Наранџаста	0,620 — 0,585
Жута	0,585 — 0,575
Зелено-жута	0,574 — 0,550
Зелена	0,550 — 0,510
Плава	0,510 — 0,480
Модра (маринско плаво)	0,480 — 0,450
Љубичаста	0,450 — 0,390

Око је најосетљивије на зелено-жути зрак са таласном дужином од 0,510 mk. Осетљивост ока према белој светлости у процесу адаптације на светло и таму може да се мења преко 10 милијарди пута, што показује колико је савршено осетљив орган вида.

Дужи рад са вештачким осветљењем, па ма како оно на први поглед изгледало савршено, изазива *замор очију*. Рад при слабој светлости изазива кратковидост, а сувише јако светло појаву тзв. *кокошијег слепила* (hemeralopia) — нагло и јако слабљење вида у сумрак. У особа које дуже времена нису излазиле на Сунчево светло дешавају се поремећаји у нервном систему и успоравају рефлекси. Други постају осетљиви на дневну светлост — људи са оболелом јетром (праћеном жутицом и појавом хематопорфирина у крви и мокраћи), повишеним крвним притиском, запаљењем бубрега и неких заразних обољења, као што су, нпр., мале богиње (morbilli) и „овче" богиње (varicella). Неке кожне болести настају због преосетљивости организма на видљиви део Сунчевог спектра — нпр. „сунчани екцем" (eczema solare) и неизлечиво обољење, истина врло ретко, xeroderma pigmentosum (урођена преосетљивост на светлост — на откривеним деловима коже појављују се пигментоване пеге, настају ожиљци и малигни тумори; у извесном стадијуму кожа подсећа на пергамент).

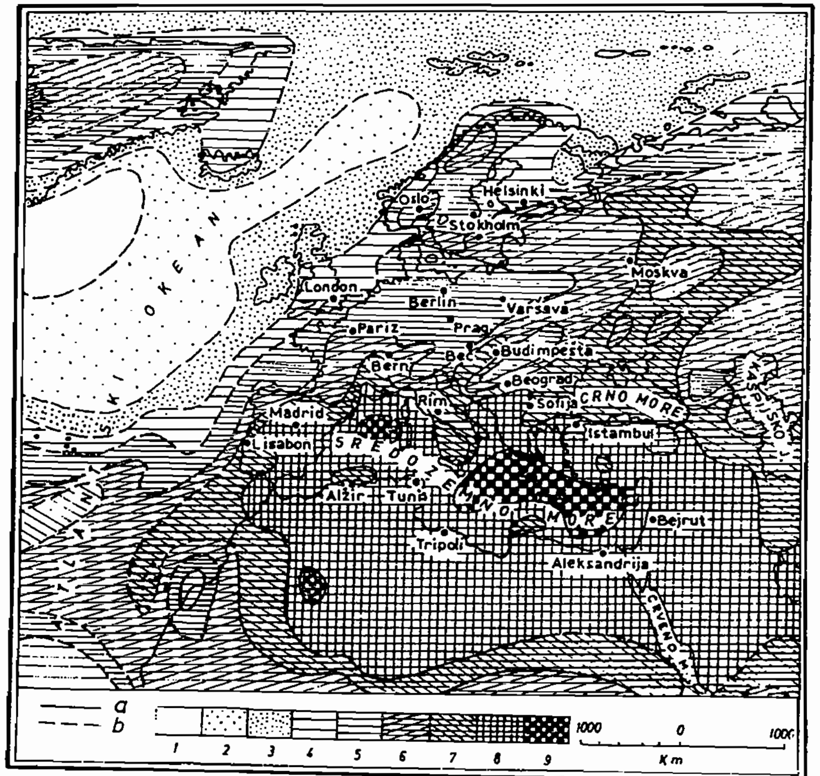
Неуропатолози и психолози су установили да поједине боје делују различито на психичко стање болесника. Тако жута и црвена боја изазивају у тешких болесника жељу да се опораве, док их зелена боја умирује. Бирен је утврдио да жута, жућкаста и ружичаста боја стимулишу активност мишића, па зато радне просторије треба бојити тим бојама. Он је констатовао и да неки психички болесници више воле једну, а други не ту исту боју. По његовим проучавањима манијаке привлачи црвена боја, хистерике зелена, шизофреничаре жута, а параноичаре мрка боја.

Инсолација је веома значајан климатски елемент. Она се изражава у часовима сијања Сунца у току дана, месеца и године, а мери помоћу хелиографа (III, 8). Инсолација указује на могућности коришћења Сунчевог зрачења у сврху лечења (хелиотерапија) и потребе туризма. Она је зависна од годишњег доба и географске ширине (табл. 61), а њено максимално могуће годишње трајање одговара на било којој тачки на Земљи половини броја часова у години.

Табл. 61 — Средње трајање Сунчевог сијања у летњој половини године на северној полулопти у часовима у току дана (по Вишњевском)

φ°	Месеци						Просечно
	IV	V	VI	VII	VIII	IX	
30	12,8	13,6	14,0	13,8	13,2	12,3	13,3
35	13,0	14,0	14,4	14,2	13,4	12,3	13,6
40	13,2	14,3	14,9	14,6	13,7	12,4	13,8
45	13,4	14,8	15,5	15,2	14,1	12,5	14,2
50	13,7	15,5	16,3	15,9	14,5	12,6	14,8
55	14,1	16,1	17,2	16,6	14,9	12,7	15,3
60	14,5	17,1	18,6	17,8	15,5	12,9	16,1
65	15,1	18,6	21,3	19,9	16,5	13,1	17,4
70	16,0	22,1	24,0	23,7	18,0	13,4	19,6

Стварно трајање Сунчевог сијања је знатно мање због облачности. Оно се најбоље уочава на *картама изохела* (сл. 153); највеће је у



Сл. 153 — Трајање инсолације у Европи и северној Африци у јулу у часовима: а — изохеле према мерењима инсолације, б — изохеле добијене прорачуном из средњих вредности облачности; 1 — <50, 2 — 50—100, 3 — 100—150, 4 — 150—200, 5 — 200—250, 6 — 250—300, 7 — 300—350, 8 — 350—400, 9 — >400 часова

сувљим пределима — у степама и пустињама, а најмање у влажним областима — у крајевима око полутара и неким приморјима западних обала континената.

Изохела од 4.000 часова годишње окружује највећи део Сахаре, горњи Египат и доњи Судан, пустињу Атакаму и крај око ушћа реке Колорада. Изохела од 3.000 часова годишње обухвата ивичне крајеве пустиње Сахаре, целу Арабију, Ирак, јужну половину Ирана, Авганистан, Пакистан, северозападни део Индије и Запад САД, а на јужној полулопти северни Чиле, већи део Јужноафричке Уније, пустињу Намиб и Велику пустињу у Аустралији. Насупрот томе, у облачним и кишним екваторијалним пределима трајање Сунчевог сијања износи годишње мање од 1.400 часова у западној Амазонији, а у већем делу слива Заира мање од 2.000 часова.

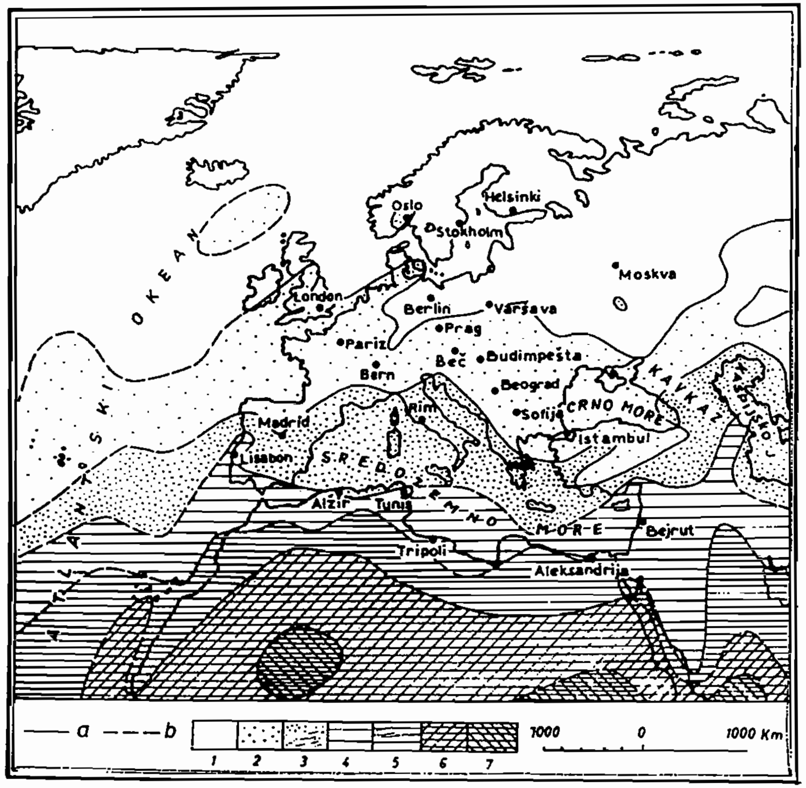
У Европи се трајање Сунчевог сијања углавном повећава од запада ка истоку и од севера према југу. Тако је годишњи број часова Сунчевог сијања у Лондону 1.820, у Варшави 1.970, у Хелсинкију 1.930, а у Атини 3.020. У Југославији најдуже трајање Сунчевог сијања има Хвар — 2.749 часова годишње.

Трајање Сунчевог сијања мења се у појединим годишњим добима (табл. 62). Свуда је највеће лети (сл. 153), а најмање зими (сл. 154), што показује да оно зависи и од годишњег доба, а не само од облачности.

Табл. 62 — Дужина трајања Сунчевог сијања у неким местима на Земљи по годишњим добима — у часовима/дан (по разним ауторима)

Место	Зима	Пролеће	Лето	Јесен	Година
Хелсинки	1,5	6,8	9,6	3,1	5,3
Будимпешта	2,5	7,6	10,6	5,1	6,5
Атина	5,1	8,2	12,2	7,5	8,3
Александрија	7,6	11,7	13,5	10,5	10,9
Хартум	11,2	11,8	10,6	11,2	11,2
Њујорк	5,5	8,2	9,7	6,8	7,5
Сан Франциско	5,9	9,4	10,2	7,9	8,3
Цума (Juma)	8,9	12,2	13,0	10,6	11,2
Хонолулу	7,2	9,1	10,0	8,4	8,7
Манила	6,3	8,9	6,0	5,6	6,7
Перт (Perth)	5,9	9,2	11,6	7,8	8,6
Мелбурн	4,6	8,1	9,9	6,1	7,2
Москва	1,2	5,6	7,7	2,8	4,3
Лењинград	0,8	5,5	7,7	2,2	4,0
Јалта	2,7	6,0	9,8	5,4	6,0
Сочи	2.9	4,8	8,2	5,5	5,4
Кисловодск	4,1	5,6	7.6	5,8	5,8
Свердловск	2,0	6,7	7,9	2,9	4,9
Иркутск	3,3	7,4	7,8	4,6	5,8
Чита	5,0	8,7	8,7	5,8	7,0

Средином лета, у јулу, у Европи највеће трајање Сунчевог сијања имају медитеранска приморја — преко 350 часова, колико има и медитеранско приморје Африке. Ипак, најдужу инсолацију у јулу имају Пелопонез, Крит и средишњи делови Средоземног мора — око 400 часова.



Сл. 154 — Трајање инсолације у Европи и северној Африци у јануару у часовима: (легенда уз сл. 153)

Средином зиме, у јануару, у Европи највеће трајање Сунчевог сијања имају Шпанија, Италија, наше приморје и јужни део Грчке — од 100 до 150 часова. Знатно дужу инсолацију има тада медитеранско афричко приморје — 150—250 часова. У истом месецу скандинавске земље и северни део европске територије СССР имају инсолацију краћу од 50 часова, а остали део Европе 50 до 100 часова (сл. 154).

Утицај температуре ваздуха на организам човека не може да се разматра изоловано од величине релативне влажности, јер у природ-

ним условима нема нигде потпуно сувог ваздуха. Топлотни осећаји човека зависе и од врсте одеће коју он носи у различитим годишњим добима.[1]

Ради одређивања квантитативно-квалитативних утицаја температуре ваздуха на организам човека у биоклиматологији су уведени неки појмови са којима се треба упознати бар у најкраћим цртама.

Еквивалентна температура (ЕТ) представља комбинацију температуре ваздуха и његове релативне влажности. Она се у суштини састоји од измерене температуре ваздуха и допунске температуре, која би настала ако би се кондензовала сва водена пара у ваздуху. Али, пошто је кондензација немогућа без истовременог хлађења ваздуха, то је и ЕТ чисто теоријска величина, која се употребљава у биоклиматологији и при изучавању енергетског биланса атмосфере. У пракси се ЕТ одређује из вредности температуре влажног термометра и одговарајуће скале.

Организам непрекидно излучује топлоту[1] и њен утрошак зависи од интензивности испаравања са површине коже и температуре околног ваздуха. За тело у стању потпуног мировања ЕТ околног ваздуха је 37°С и она означава почетак знојења (*12*-I, 138).

Еквивалентно-ефективна температура (ЕЕТ) показује топлотни осећај човека при истовременом деловању на његов организам температуре ваздуха, његове влажности и ветра. Мерењима је утврђено да су топлотни осећаји човека потпуно једнаки ако је:

а) температура ваздуха 25°С, релативна влажност 20% и брзина ветра 2,5 m/sec или

б) температура ваздуха 17,7°С, релативна влажност 100% и без икаквог струјања ваздуха.

Најпријатнији осећај и нормална размена топлоте са околним ваздухом су при ЕЕТ од 17,3 до 21,7°С када је човек обнажен, а од 16,7° до 20,6°С ако је одевен. Те граничне вредности температуре ваздуха при којима се човек осећа пријатно познате су под називима *„зона комфора"* или *„зона удобних осећаја"*.

Људи су се аклиматизовали на своје поднебље и стога различито осећају његове утицаје. Тако је нпр. зона комфора на Британским

[1] Производња топлоте у организму је у најужој вези са топлотним осећајима и температуром површине тела човека. У човека који се налази у стању мировања и не осећа никакву топлоту односно хладноћу производња топлоте је скоро константна и износи 50 kcal/cm²/час или 0,08 cal/cm² · мин. То значи да лети удео топлотне производње организма износи само 20—30%, а остатак добија од глобалног зрачења. Сасвим су друкчије компоненте топлотног биланса организма када човек ради. По подацима физиолога Witte и Бортона топлотна производња организма износи:

при лаком раду	0,155—0,170 cal/cm² · мин
при раду средње тежине	0,250—0,280 „
при тешком раду	0,390—0,510 „
при врло тешком раду	преко 0,560 „

Радник на отвореном простору ствара у свом организму главни део топлоте. Ако се налази на сунцу и обавља тешки или врло тешки рад излаже се могућности да од топлоте сопственог организма и глобалног зрачења доживи топлотни удар (*63*, 153—154).

острвима од 14,4 до 20,6°С, у САД 20,2—26,7°С, а у тропским областима 23,3—29,4°С. За поменуте крајеве прихваћена је једнака релативна влажност ваздуха — 30—70% и струјање ваздуха мање од 0,3 m/sec (*63*, 155). Ван указаних величина ЕЕТ настају осећаји прегревања односно хлађења организма (табл. 63).

Табл. 63 — Топлотни осећаји човека при различитим температурама површине његове коже (по *63*, 152)

Просечна температура површине коже у °С	Топлотни осећај у човека
ниже од 28	Хладно
28—30	Врло прохладно
30,1—32,1	Прохладно
32,2—33,2	Удобно
33,3—34,3	Топло
34,4—35,5	Жарко, претопло
35,6—36,6	Врло жарко

Топлотни осећаји човека наведени у табл. 63 тицали су се људи одевених у лаку одећу, када организам добија 30—40% топлоте од Сунчеве радијације. Човек без одеће добија радијацијом 2—3 пута више топлоте него што је производи његов организам. Зими, када је човек добро одевен, утицај радијације је незнатан — смањује се на 5—10% примљене топлоте или потпуно престаје, па је организам принуђен да сам производи потребну му топлоту и одржавао неопходну температуру.

За квантитативну величину топлотно-заштитних својстава различитих врста одеће усвојена је посебна јединица — тзв. КЛО (климатска одећа односно скраћеница енглеске речи clothes — одећа). За КЛО = 1 прихваћено је топлотно-изолационо својство одеће једнако 0,18°/kcal · m²/час. То одговара одликама обичне собне или летње одеће у којој се човек одмара или бави умним радом (*63*, 158).

На територији СССР вредност за КЛО мења се лети у границама од 0,1 (за јужне степе) до 2 и више (за тундре). У средњој Азији човек који дању обавља лак посао осећаће се удобно зими на северу ове области ако има на себи одећу вредности 3,5 КЛО, а на југу 2,5 КЛО (*3*, 11). Лети у средњој Азији чак и најлакша одећа изазива осећај неудобности и потребна је само да би сачувала кожу од појаве еритема. Међутим, у Јакутији и другим крајевима суровог зимског поднебља Сибира човек мора добро да се одене — до 6—7 КЛО па и више (*63*, 158).

Радијационо-еквивалентно-ефективна температура (REET) обухвата сем утицаја температуре ваздуха, његове влажности и ветра још и упливе Сунчевог зрачења. Она се најбоље схвата на примеру: ако лежите у сенци при ЕЕТ=20° осећате се пријатно; чим изађете на сунце, осећате одмах повећање топлоте — тако се износ Сунчевог зрачења за само 0,7 cal/cm² · мин. осећа као пораст температуре ваздуха за 3° С, тј. при ЕЕТ од 20° REET ће износити 23° С (*28*, 80—81).

Познавање ЕЕТ и REET је веома значајно у *хелиотерапији* — лечењу Сунчевим зрацима. У летњој половини године и у зависности од интензитета Сунчеве радијације разликују се три типа зрачења односно тзв. „сунчаних купки“:

а) са незнатном Сунчевом радијацијом — 0,1—0,5 cal/cm² — могућом у раним јутарњим или предвечерњим часовима;

б) са умереном Сунчевом радијацијом — 0,5—1,0 cal/cm² — у периоду од 9 до 10 и од 14 до 16 часова;

в) са интензивном Сунчевом радијацијом — преко 1,0 cal/cm² — у подневним часовима (*13*, 127).

*

Из досадашњег излагања уочава се да оптимални осећаји топлоте не зависе само од температуре ваздуха, него још од релативне влажности ваздуха, стања тишине односно брзине ветра (табл. 64).

Табл. 64 — Оптимални топлотни осећаји човечијег тела (по *63*, 186)

Релативна влажност у %	Оптимални топлотни осећаји настају при температурама ваздуха у °C		
	без ветра	ветар 1 m/sec	ветар 2 m/sec
100	17,8	22,6	25,3
80	19,0	23,5	26,2
60	20,1	24,4	27,0
40	21,4	25,5	27,8
20	23,2	26,6	28,7

У време тишина човек пријатно осећа вишу температуру ваздуха само ако је његова влажност мала. Са појавом ветра он још лакше подноси високе температуре и то утолико више, уколико је ваздух сувљи а брзина ветра већа.

Оморина се појављује када је температура ваздуха релативно висока, а знатан садржај влаге у ваздуху; човек тада не може да одаје сувишну топлоту испаравањем зноја са површине коже, мада се он обилно зноји и капи зноја клизе низ тело. У човеку се појављује осећај сувишне топлоте, која може довести чак и до *топлотног удара*.

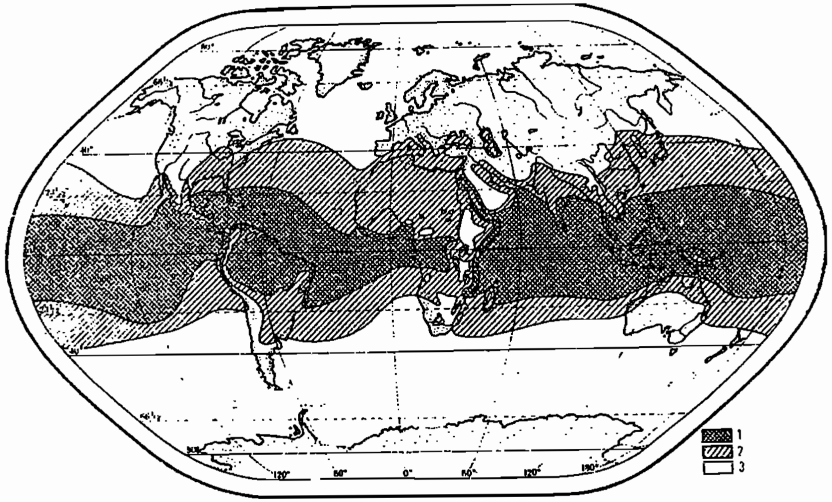
Оморина настаје (уз одсуство ветра) на утолико нижим температурама ваздуха, уколико је већа његова релативна влажност (табл. 65). При малој релативној влажности, које су честе у сувим пределима — у степама а нарочито пустињама — а уз температуру ваздуха од 35—45° C, не настаје осећај оморине. Међутим, у средњој Европи тај осећај се појављује при уобичајеној влажности већ при температури од 25°C. У екваторијалној области, где је релативна влажност ваздуха скоро увек већа од 80%, а често местимично прелази и 90—95%, осећај оморине настаје већ на температурама од 20° C. На копну у тропским областима, где су и у току ноћи велика влажност ваздуха и висока температура, осећај оморине је скоро сталан, па је он значајан фактор у производњи (*81*, 139).

Табл. 65 — Температура (t) и релативна влажност ваздуха (r) на граници оморине (по *81*)

r %	t°C	r %	t°C	r %	t°C
100	16,50	80	20,06	45	29,70
98	16,82	75	21,11	40	31,76
96	17,15	70	22,23	35	34,14
94	17,48	65	23,45	30	36,94
92	17,81	60	24 79	25	40,33
90	18,16	55	26,25	20	44,59
85	19,08	50	27,88	—	—

На сл. 155 приказана је распрострањеност сталне, периодичне и повремене појаве оморине на Земљиној површини.

Стална оморина постоји у екваторијалној и тропској зони океана; она је шира испред источних обала континената, док је на западним обалама ужа под утицајем сувих пасатских ветрова. На високим планинама и висоравнима у тропској области оморине су врло ретке или



Сл. 155 — Распрострањење оморина на Земљи (по Шарлау, 1952. год.): 1 — стална оморина, 2 — периодична оморина, 3 — повремена оморина и без ње

их уопште нема. Периодично појављивање оморине карактеристично је за субтропске области обеју ширина. Ипак, на карти је, по нашем мишљењу, неисправно показана периодичност појава оморине у Сахари, где, без обзира на високу температуру ваздуха, због његове мале релативне влажности, не постоје услови за образовање оморина. На северним обалама Медитерана оморине се јављају углавном са појавом југа. Повремене оморине су типичне за унутрашњост континената у умереном климатском појасу и пре свега за низије.

У Југославији број дана са омарином опада од севера ка југу и од запада ка истоку; просечан број дана са омарином износи у Војводини 3—10 а на Црногорском приморју и преко 30 дана годишње.

Оморина делује лоше на организам човека, нарочито болесног. Она је врло опасна за срчане болеснике и оболеле од јетре. Због смањене концентрације возача у времену трајања оморине повећава се број саобраћајних удеса.

Величина хлађења је веома значајна биоклиматска појава. Она је супротна оморини, односно прегревању организма, а зависи од температуре ваздуха, његове влажности и јачине ветра. Величина хлађења мери се помоћу *фригориметра* и *фригориграфа*. Апарат се састоји од затамњене бакарне лопте, чија се температура одржава стално на висини од 36,5° C (тј. температура крви) помоћу слабог електричног тока. Количина топлоте која се троши ради одржавања температуре бакарне лопте на висини од 36,5° C, а настаје због ветра и осталих атмосферских услова, изражава се у mgcal/cm² · s. Полазећи од мерења величине хлађења В. Конрад (V. Conrad) предлаже следеће типове климе:

	Загревање (лопте), mgcal/cm² · s
Клима прехлађивања	40
Врло хладна клима	од 30 до 40
Незнатно хладна клима	од 20 до 30
Поштедна клима	од 10 до 20
Клима прегревања (претопла)	10

Организам човека који са површине коже одаје више од 40 mgcal/ /cm² · s има осећај непријатне, а затим неподношљиве хладноће, нарочито ако је ваздух влажнији, а брзина ветра већа. Уколико се не спречи даље хлађење доћи ће до прехладе и промрзлина ногу, руку, ушију и образа (*28*, 83). Међутим, ако је величина хлађења организма мања од 10 mgcal/cm² · s, онда се он све више загрева, тако да је топлотни удар неизбежан (*12*, 144).

Утицај температуре и влажности ваздуха на организам човека. — Температура околног ваздуха је главни фактор који надражује крајеве нерава на површини тела, тзв. *рецепторе*, одакле стижу сигнали у нервне центре мозга. Од температуре ваздуха зависе дубина и честина дисања, брзина циркулације крви, особености изградње крвних зрнаца, хемоглобина и других састојака крви, снабдевање ћелија кисеоником односно интензитет оксидационих процеса, као и особености размене угљених хидрата, соли и масти и рад мишића. При промени температуре околног ваздуха тело одмах реагује; мења се интензитет биохемијских процеса у ћелијама организма односно већа или мања производња топлоте ради одржавања температуре тела на одговарајућој висини. Према прорачунима С. М. Чубинског топлота која долази од Сунца, атмосфере и оксидационих процеса у телу човека и на температури ваздуха од 20° C троши се на следеће начине: 31% од укупне топлоте удаљује ваздушно струјање, 43,4% израчује се у околну средину, 22% се троши на испаравање са површине коже, 1,6% за загревање хране, 1,3% за загревање ваздуха у плућима и 0,7% се губи са свим излучевинама које се удаљују из тела (*28*, 71). На нижој или

вишој температури ваздуха ови процентуални односи расхода топлоте из организма се мењају: при оморини се све ставке расходовања топлоте смањују, а при хладноћи повећавају. Те промене здрав организам лакше подноси, док болесници реагују различито.

Најповољнији услови за живот човека су релативна влажност од око 60% и температура ваздуха од 20° C. Они су прилично ретки у природи, а могу се постићи у просторијама кондиционирањем ваздуха (air-condition уређаји). У природи су знатно чешће од поменутих услова влажне врућине односно влажне хладноће и сув топли ваздух.

Влажна врућина (време оморине) се тешко подноси због смањења моћи довољног испаравања, знојења, што изазива постепени пораст температуре тела. Она отежава дисање и здравих особа, успорава рефлексе и чини их тромим. У неких изазива муку, која је предзнак топлотног удара. Тада оболели од крвних судова и јетре имају веће тегобе.

Влажна хладноћа (време прехладе) изазива непријатни осећај у здравих особа и олакшава појаву реуматизма, душичног бронхитиса, бронхијалне астме и упале грла.

За време магле тело има појачан осећај хладноће, јер се капи магле при додиру са кожом, која има вишу температуру од ваздуха, испаравају брзо и тако је хладе. Магле повећавају број грудних обољења, нарочито ако пређу у смог који потраје неколико дана. Оне погодују и ширењу грипа, а нарочито богиња.

Сув топли ваздух се лакше подноси од влажне врућине односно влажне хладноће. Постоје чињенице које указују да при сасвим малој релативној влажности ваздуха човек може да издржи температуру чак и до 140° C. То се објашњава појавом да се при толико високим температурама тело брзо прекрије обилним знојем, а његово испаравање окружује тело „заштитним облаком" паре (*6*, 59). Сув топли ваздух може да буде и користан за човека; у месту Бајрам-Али у совјетској средњој Азији, у једном од најсувљих места СССР, саграђен је санаторијум за лица оболела од бубрега, али са здравим срцем и крвним судовима, који могу добро да поднесу температуре до 40—45° C. У таквој клими бубрези се у знатној мери ослобађају рада и њихову функцију делимично преузима кожа, кроз коју се знојењем удаљује део воде из организма. Такво лечење помогло је многима да савладају болест (*28*, 82).

Утицај падавина. — Киша и снег прочишћавају ваздух од честица дима, прашине и бактерија које лебде у ваздуху. Стога у великим градовима и индустријским областима падавине имају известан санитарни значај.

Неке болести су учестаније или се теже подносе за време фронталних падавина. То су управо случајеви дифтерије душника, реуматичних криза, неуралгија и напади еклампсија. Изгледа да се под истим условима појављују чешће пнеумонија, астма, епилепсија и мигрена. Продори хладног ваздуха праћени падавинама изгледа да утичу неповољно на развој обољења извесних жлезда — тироидна, панкреаса и др.

Кише дужег трајања, праћене тмурним небом, утичу лоше на расположење здравих особа, а у нервно лабилних особа изазивају каткад психичке депресије. Обилније падавине изазивају поплаве те посредно

могу да утичу на појаву епидемија трбушног тифуса, дизентерије и других цревних обољења, ако се не предузме благовремена заштита становништва (цепљењем и допремањем здраве пијаће воде).

Запажено је да се смртност смањује током кишног периода, али није научно објашњен узрок тих појава.

Утицај ваздушног притиска. — Речено је да је нормални ваздушни притисак на нивоу мора (при температури од 0° C и на 45° г. ш.) 760 mm Hg или 1013,3 mb. Он је просечно виши у приморским областима него у унутрашњости копна. Са физиолошког гледишта значајна су колебања барометарског притиска. Она су најизразитија при пролазу ваздушних фронтова.

Нагли пораст ваздушног притиска може да буде опасан код еклампсија. Висок ваздушни притисак успорава дисајне покрете, али условљава дубље удисање, повећавајући тако количину апсорбованог кисеоника. При том се повећава број црвених крвних зрнаца и њихов садржај у хемоглобину, а смањује могућност појаве плућне конгестије (сувишног прилива крви).

Нагло опадање ваздушног притиска за 7,5 mm Hg или 10 mb при смени времена може да има катастрофалне последице за оболеле од крвних судова и срца. Неки болесници осећају тада недостатак ваздуха, гушење и слабост (*28*, 103), а други јаку главобољу. Опадање ваздушног притиска повећава могућност поремећаја у крвним судовима паралитичара, искашљавање крви и повишење температуре у оболелих од плућне туберкулозе, уопште погоршава крварење, неугодно делује на ток породиљске грознице и тешких трбушних криза у жена, појачава болове реуматичара, изазива посебне неугодне тешкоће код срчаних болесника и др. Статистички подаци показују да у данима са ниским ваздушним притиском има два пута више хипертонијских криза него у данима са његовом просечном вредношћу.

Висок ваздушни притисак дужег трајања у јесењим и зимским месецима, праћен густим маглама на већем простору, често је праћен епидемијама грипа.

Утицај ветрова. — Ветар повећава величину хлађења организма и ако је топло он делује пријатно, док за хладног времена изазива осећај нелагодности и у најздравијих особа. Ветар умерене јачине подстиче дисајне покрете, док их јак смањује. Сем брзине значајна је још температура и влажност његове ваздушне масе. Лоше деловање јаких ветрова на организам човека испољава се у подизању прашине, бактерија и вируса, који из ваздуха доспевају у органе за дисање са могућностима да изазову неко инфективно обољење.

Суви и северни ветрови утичу лоше на оболеле од плућне туберкулозе (понекад повећавају искашљавање крви из каверни). Стога се санаторијуми за плућне болеснике налазе на јужним падинама планина и најчешће у боровој шуми, јер је утврђено да фитонциди бора делују бактерицидно на mycobacterium tuberculosae.

Један од најсувљих локалних ветрова је *фен*. Он у људи изазива тзв. *фенску болест*, која се испољава у депресивном или раздражљивом стању. У данима дувања фена повећава се број случајева инфаркта и тежих напада стенокардије; томе не доприноси само ветар, него и

нагли пораст температуре ваздуха (*28*, 88). Фену је сличан ветар у источној подгорини Стеновитих планина у Северној Америци звани „*чинук*" (chinook). То је изузетно топли ветар, који убрзава отапање снежног покривача; зими у току једног дана чинук подиже температуру ваздуха у Монтани за 22° C. По подацима Б е р о у з а (A. T. Burrows) у Канади у Кипи (Kippe) 1896. год. чинук је за само 7 минута повисио температуру ваздуха за 26° — од —25° до +1,1° C (*12* I, 342).

У суве ветрове спадају још: „*зонда*" (zonda) у источној подгорини Јужноамеричких Кордиљера — нарочито у Аргентини; „*бохорок*" (bohorok) — исушујући западни ветар на истоку влажне и топле Суматре; „*гибли*" (ghibli) у Либији, „*чили*" (chili) у Тунису и „*черги*" (chergui) и „*сарат*" (sarat) у Мароку су врели ветрови који дувају са сувих и топлих висоравни; „*јаук*" (Jaukwind) — фенски ветар који дува са Караванки у Целовачку котлину; „*афганец*" — изразито суви (влажност каткад падне само на 5—10%) и топли ветар који из Авганистана дува ка Туранској низији; „*суховеј*" — врели и суви ветар из Прикаспијских степа и пустиња који дува ка Поволожју и јужној Украјини итд.

Источни ветрови су по патолошком дејству слични сувим и северним ветровима. Такви су ветрови у нас *бура* и *кошава*, који физиолошки делују као хладни, док су у физичком смислу, као низлазни ветрови, топли. Исте особине има и бура (локални назив „*бора*") у црноморској подгорини Кавказа, затим бајкалска „сарма" и др.

Јужни ветрови, засићени воденом паром, изазивају знатне тешкоће у дисању, учесталу главобољу, а при вишим температурама и осећај гушења, као и општу тромост мишића. Делују изразито лоше на срчане болеснике у току лета.

Најтипичнији јужни влажни и топли ветар у нас је *циклонски југо*, односно зимски ветар „*широко*" или „*либечо*" (libeccio) на северном приморју Средоземног мора. Зими они доносе са југа пријатну топлоту, а лети несносну оморину.

Јаки ветрови са мора раздражују осетљиве нервозне особе.

Умерени ветрови са мора, прелазећи преко пространих водених површина, стичу на свом дугом путу термичку постојаност и влажност. Они делују повољно на активирање функција коже и циркулацију крви, отклањању потешкоћа од сувишног испаравања и делују умирујуће на нервни систем раздражљивих особа.

Најизразитији и најпознатији умерени ветар са мора на Јадрану и у источном Средоземљу је *маестрал* — приземни огранак етезијских струјања са Атлантика у правцу блискоисточног циклона. Дува између 9 и 16 часова; повећава испаравање са површине коже у време топлих дана те делује веома пријатно.

2. ВРЕМЕНСКЕ ПРОМЕНЕ И ЊИХОВ УТИЦАЈ НА ОРГАНИЗАМ ЧОВЕКА

Организам човека изложен је непрекидном деловању *ваздушне средине* односно комплексу климатских елемената и фактора. Они карактеришу *физичко стање атмосфере* у тренутку њиховог проматрања, које се назива в р е м е. Оно је подложно променама, које су најчешће у умереном и екваторијалном климатском појасу.

У организму човека временске промене изазивају различите *реакције*. Оне су најбурније и по живот најопасније када се догоде *нагло*.

Тако се нпр. у јануару 1780. године у Петербургу (сада Лењинград) у току једне ноћи температура ваздуха повисила од —44 до +6° С, па је сутрадан оболело 40 хиљада становника града. Сличан случај, али са обратним термичким током, забележен је 18. новембра 1954. године у Ташкенту. Тада је после сунчаног времена и са температуром од +15° дунуо хладан северац, небо је постало тмурно, а следећег дана температура ваздуха се спустила до —21° С (*28*, 104).

Ваздушне масе и промене времена. — Ваздушну масу сачињава део тропосфере са једнаким физичким особинама, која се простире на већим површинама. *Време у одређеној ваздушној маси је више или мање уједначено*, јер у њој нема већих разлика у температури, влажности ваздуха, ваздушном притиску, облачности итд. Када се ваздушна маса задржава дуже над неком облашћу, онда је и *време стабилно*. У таквој ваздушној маси могу да се догоде у топлијој половини године *локалне термичке непогоде*, у току којих се време незнатно измени и у трајању од 2—4 часа, а ређе дуже.

Ваздушне масе се крећу из својих *изворишних области* — ка вишим или нижим ширинама, односно од запада ка истоку (најчешће у умереним ширинама) или обратно. Долазећи у различите географске ширине и са различитом подлогом ваздушне масе се *трансформишу*: од маритимних постају континенталне или обратно, од хладних топле и обратно.

Када се нека ваздушна маса креће брже од друге, онда је она потискује пред собом. Између њих се тада формира прелазна зона у тропосфери, која се на топографској површини назива в а з д у ш н и ф р о н т. Ако хладна ваздушна маса потискује топлу, онда се пред њом образује *хладни ваздушни фронт*, а у обратном случају појављује се *топли ваздушни фронт*.

Наилазак хладног ваздушног фронта означава да ће ускоро наступити хладније време од дотадашњег, док долазак топлог фронта указује на предстојеће топло време. При пролазу ваздушних фронтова брзо се мењају климатски елементи: температура ваздуха, ваздушни притисак, смер и брзина ветра, влажност ваздуха, облачност и инсолација, падавине итд.

Промене времена су најбрже на хладном ваздушном фронту — смена времена се изврши за мање од 1 часа, каткад за 15—20 минута. То врло лоше утиче на лица која болују од срчаних болести; промена притиска од 10 mb изазива у њих врло тешке поремећаје, каткад са катастрофалним исходом (*28*, 103).

„Живи барометри“. — Поједини људи предосећају промене времена знатно пре него што их региструју метеоролошки инструменти. Такве људе називају *„живи барометри“*. Међу њима више од половине су кардио-васкуларни болесници, док су остали реуматичари, болесници од бронхијалне астме, плућне туберкулозе и други. Предосећаји промене времена испољавају се у појачању главобоље, вртоглавице, бола око срца и грудне кости, погоршања болова у реуматичара, искашљавања крви код плућних болесника итд. Таква стања се појачавају са приближавањем ваздушног фронта, нарочито хладног, и највеће реакције у организму наступају управо при прелазу фронта изнад места боравка и непосредно после њега.

Људе — „живе барометре“ називају у медицинској климатологији *метеотропним болесницима*. Њихова општа стања и њихове „способности“ да прогнозирају време проучава *климатска патофизиологија*, у којој су значајне доприносе дали многи специјалисти из домена *климатске терапије;* међу њима се истичу: Д. А с м а н (D. Assmann), К. Б и т н е р (K. Büttner), С. Д е ј в и д с о н (S. Davidsohn), К. Р о б е к (K. Robek), Х. Ф о г т (H. Vogt), затим В. А. А л е к с а н д р о в, В. Г. Б о к ш а, А. С. В и ш њ е в с к и, В. Г. Д и к, Т. В. К у д р ј а в ц е в а и др.

Промене времена најављује и око 600 животињских врста. Према њиховом понашању може да се закључи каква промена времена предстоји у неком месту.

На приморју промену времена предсказују галебови. Пред наилазак непогоде одмосно ваздушног фронта галебови лете у близини обале. Међутим, ако предстоји лепо време у стабилном антициклону, када нема ваздушних струјања, галебови се брзо замарају и слећу на воду или на бродске катарке.

У равницама крај река и бара промене времена показују нпр. жабе. Ако упркос тмурном времену остају у води, кише неће бити. Пред кишу је ваздух засићен воденом паром, па тада жабе излазе из воде на обалу.

Мелодично певање *жуне* је предзнак дуготрајног лепог времена, а када се чују њени оштри крици, онда предстоји непогода. Пред леп дан *славуј* се чује по целу ноћ. Када *вране* седе с главама окренутим на разне стране, тог дана неће бити ветра, али ако окрену главе у истом правцу и окупе се око стабла, онда ће сигурно наићи ветровито време.

Инсекти показују промене времена било где — на мору, у приморјима, у равницама и на планинама. Пред кишу њихова крила се овлаже, због чега теже лете и спуштају се ка земљи. Тада их прате и птице, које се хране њима. Када предстоји лепо време, онда неки инсекти лете високо, а око њих и птице, које их сатиру. Таква је нпр. *ласта* — пред кишу лети ниско, пред лепо време и за његова трајања високо — пратећи инсекте.

Птице селице раним долетањем наговештавају рано и топло пролеће. Када граде гнезда на присојним странама стабала, може се очекивати хладно лето, а ако то чине на супротној страни, онда ће лето бити изузетно топло.

Хладни ваздушни фронт креће се великом брзином — у равницама чак и до 100 km/h. После наглог налета ветра, појављују се обилне падавине из кумулонимбуса, који се образују у топлом ваздуху, а испред „клина“ са хладним ваздухом. Падавине се излучују најчешће тридесетак минута, а већином мање од једног часа. После њиховог престанка време се нагло мења: од топлог и умерено облачног у топлој ваздушној маси, оно прелази у хладније (до 10° С и више) и тмурно са падавинама на самом ваздушном фронту, да би после његовог пролаза прешло у свеже са постепеним разведравањем у хладној ваздушној маси.

Најчешће у току од једног часа температура се нагло спусти, релативна влажност ваздуха се повиси, а ваздушни притисак из (вантропског) циклона у топлој ваздушној маси прелази у антициклон у хладној ваздушној маси. Истовремено се мењају облачност и инсолација, провидност ваздуха, број јона у 1 cm^3 итд.

Нагле промене климатских елемената, који у топлој ваздушној маси имају једне, а у хладној ваздушној маси сасвим друге особине у погледу деловања на организам човека, тешко подносе сви болесници, а најлошије они са болестима кардио-васкуларног система (срце и крвни судови), плућне туберкулозе и астматичари. Захлађивање и повећане релативне влажности ваздуха изазивају појачане болове у реу-

матичара, а у јесењим месецима олакшавају појаву бронхитиса, запаљења грла, изазивају поремећаје у раду жлезда са унутрашњим лучењем, погодују ширењу грипа.

Повећање влажности ваздуха утиче на смањење кисеоника у јединици запремине односно на величину његовог парцијалног притиска. Срчани и плућни болесници имају тада утисак као да су у просторији са мало кисеоника. Зато оболело срце мора интензивније да ради, да би снабдело организам потребном количином кисеоника; такав напор може да се заврши и кобно. Управо у време пролаза хладног ваздушног фронта нагло се повећава број случајева са инфарктом срца. Слично је стање са плућним болесницима, који се тада „гуше" због смањења кисеоника у ваздуху.

У циклону, који претходи пролазу хладног фронта, са брзим опадањем ваздушног притиска, у болесника са плућном туберкулозом може да се појави нагло крварење, а у реуматичара болови постају све оштрији, док се погоршава и ток породиљске грознице.

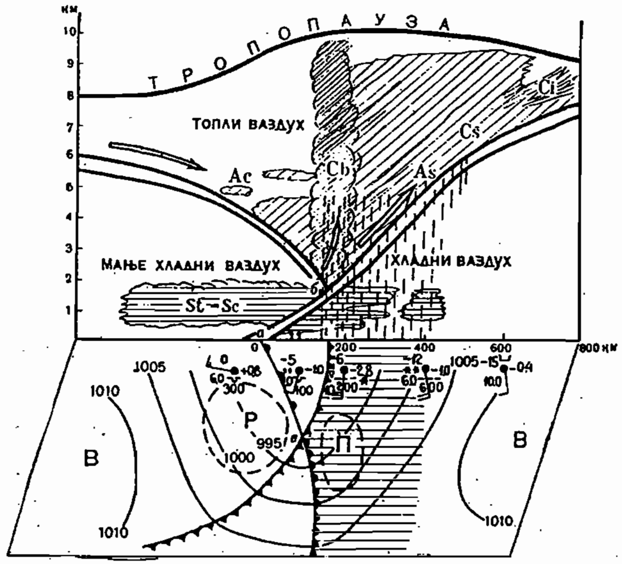
Пролаз хладног ваздушног фронта, нарочито у летњим месецима, утиче непријатно и на здраве особе. Многи осећају малаксалост, а тмурно време са кишом изазива психички замор.

Топли ваздушни фронт креће се знатно спорије од хладног — најчешће брзином од 25—40 km/h. Његово приближавање наговештава одређена смена типова облака. Наиме, када је топли фронт удаљен од места у којем очекујемо његов наилазак чак и до 2.500 km, на небу се најпре појављују цируси у облику повратног „зареза" — такви облаци су весници погоршања времена. У колико се топли ваздушни фронт све више приближава, на небу се смењују типови облака овим редом: после цируса следе циростратуси и цирокумулуси, а даље алтостратуси и алтокумулуси, потом стратокумулуси, нимбостратуси и кумулонимбуси. Падавине се излучују само из слојевитих облака — алтостратуса и нимбостратуса — ако им је дебљина већа од 700 m, као и из кумулонимбуса (сл. 156). Излучивање почиње у појасу који је од фронта удаљен 200—400 km. Такве кише су слабијег интензитета, али потрају дан-два. Изнад топлог фронта нема падавина.

Прелаз топлог фронта преко одређеног места изазива постепену промену времена: од лепог време се мења у облачно, а затим тмурно, са падавинама праћеним фронталном маглом и са смањеном видљивошћу, после чега наилази суви и топли приземни ветар. Истовремено се смањују ваздушни притисак и релативна влажност ваздуха. Атмосфера је нестабилна и време се погоршава.

Наилазак и прелаз топлог ваздушног фронта утиче лоше на срчане и плућне болеснике, нарочито ако су велике температурне разлике. Када су високе температуре ваздуха настаје ширење крвних капилара (ради регулисања телесне топлоте), због чега опада крвни притисак — управо стога се особе са ниским притиском осећају врло лоше при пролазу топлог ваздушног фронта. Али, то није ништа лакше и за особе са високим крвним притиском, поготову, ако наиђе серија циклона, па се наизменично појављују топли и хладни ваздушни фронтови, односно топле и хладне ваздушне масе. Непрекидно прилагођавање термичким условима изискује и сувише велике напоре за срце и цео терморегулациони систем у организму. Оболело срце (нарочито у особа са

високим крвним притиском и ангином пекторис) у понеких особа није у стању да поднесе такве напоре. Због тога долази до попуштања леве коморе срца — до нагле појаве тзв. плућног едема и, каткад, напрасне смрти оболелог.



Сл. 156 — Топли фронт оклузије (по И. Г. Пчелку): мање хладни ваздух издиже се изнад хладног ваздуха, потискујући у висину топли ваздух. У топлом ваздуху, на удаљености од преко 800 км од топлог фронта, појављују се цируси и други облици, ближе фронту. Из алтостратуса и кумулонимбуса излучују се падавине у појасу широком до 200 km

Суви и топли ветрови утичу лоше на особе оболеле од плућне туберкулозе. Њихово патолошко дејство повећава и истовремено опадање ваздушног притиска, због чега се повећава искашљавање крви уз пораст температуре. Такво исто дејство имају и тзв. фенски ветрови (фен, чинук, зонда, чили и др.).

Изузетно топли ветар, који наилази са проласком топлог ваздушног фронта, може да изазове топлотни удар и здраве особе, ако је температура ваздуха виша од температуре коже, па тело стога непрекидно долази у додир са новим количинама топлоте. Ако тај процес потраје неколико часова, терморегулациони систем у организму престаје да функционише, а тиме и рад знојних жлезда. Температура тела се нагло диже — и до 40° С. Тада се јавља најпре мука, а затим повраћање — што су први поуздани симптоми топлотног удара. Ако се то стање не прекине хлађењем организма, може доћи до смрти.

Метеоромедико прогнозе. — При наиласку и пролазу ваздушних фронтова у организму човека настаје много физиолошких промена. Тако се, нпр. мењају нека својства крви, независно од циркадних рит-

мова[2]; њено згрушавање се убрзава, а *фибринолиза* (растварање крвних груменчића) појачава. Мења се и рад ендокриних жлезда, а у крви количина шећера, калцијума, натријума, магнезијума, фосфата итд. При пролазу хладних ваздушних фронтова повећава се одлив мокраће, а смањује при наиласку топлих ваздушних фронтова и касније у топлој ваздушној маси.

Такве физиолошке промене изазивају одређене напоре организма и у здравих особа, док су у болесних они утолико већи, уколико је организам више угрожен болешћу. Због тога је неопходно да се при наглим временским променама предузму извесне заштитне мере и обезбеди тзв. *поштедни режим* за сва оболела лица. То се најлакше постиже у просторијама које располажу уређајима за аклиматизацију. Таква лица су тада под строгом контролом лекара и не смеју се излагати никаквим физичким и духовним напорима.

Да би се благовремено предузеле све потребне мере и оболела лица прошла са што мање тегоба, неопходна је најужа сарадња између метеоролошке и медицинске службе. У ту сврху је већ у десетак земаља организована *метеоромедико прогнозна служба*. Преко радија се свакодневно даје прогноза времена намењена здравственој служби и оболелим лицима на кућном лечењу. По саветима лекара и метеоролога предузима се ефикасна *метеоромедико профилакса*.[3]

Најефикаснија заштита оболелих лица од наглих временских промена, нарочито срчаних и плућних болесника, своди се на њихово задржавање у просторијама. У њима је утицај неких метеоролошких елемената на организам мањи него на отвореном простору (температура ваздуха и његова релативна влажност, потом утицај ветра и падавина). При наиласку топлог ваздушног фронта и задржавања топлог ваздуха просторије се проветравају само када је температура ваздуха нижа од *специфичне температуре коже*[4], којој у просеку одговара температура коже на челу. С обзиром да се тада повећава знојење у већине људи, неопходно је надокнађивање воде у коју треба додати мало соли. Ово важи у таквим временским приликама и за срчане болеснике.

3. ДЕЛОВАЊЕ КЛИМЕ НА ОРГАНИЗАМ ЧОВЕКА[5]

У досадашњем излагању истакнут је утицај појединих климатских елемената на човеков организам. Међутим, климатски елементи се не појављују изоловано, већ делују комплексно — неки позитивно, а други неповољно на здравље или продубљују кризе организма. Изложен је и утицај временских промена на организам човека, у којима се нај-

[2] *Циркадни ритмови* — цикличне биолошке појаве у организму човека, које трају приближно један дан, па отуда и њихов назив: cirka — око, приближно и dies — дан. У организму човека постоји око 40 процеса и појава, који су подчињени циркадним ритмовима. У току дана мења се садржај метала у крви (Ca, Na, K, Mg и Fe), количина гликогена у јетри и хемоглобина у крви, ритам срца, интензитет рада желудца и црева, активност слезине и коштане сржи, итд.

[3] Метеоромедико прогноза и профилакса нису још организоване у СФРЈ.

[4] *Специфична температура* коже се добија као аритметичка средина из мерења температуре коже целог тела, узиманих са једнаких површина, нпр. површина од 100 до 300 cm^2. Она у пракси одговара температури коже чела.

[5] Клима је у овом одељку схваћена као режим типова времена, као реална компонента географске средине, а не по средњим стањима климатских елемената.

јасније огледа комплексно деловање климатских елемената, нарочито изразито при проласку ваздушних топлих и хладних фронтова. Они делују различито на здраве и болесне људе, али је њихово трајање временски ограничено на неколико дана. Стога је од посебног интереса да се изложи физиолошко деловање приморске и планинске климе на организам човека, јер је клима подложна незнатним променама — у границама екстремних вредности климатских елемената на одређеној територији.

Приморска клима обухвата елементе две врсте: подражујуће (стимулативне) и умирујуће (седативне).

Подражујући елементи су: ветар — који делује „масажом" и хлађењем коже; светлост — снажно подстиче физиолошке процесе; јонизација ваздуха — повољно утиче на осмотичке размене; кретање таласа — чије посматрање држи на опрезу нервни систем.

Умирујући елементи су углавном: релативна једноличност температуре ваздуха, прилично уједначена релативна влажност ваздуха и релативна стабилност ваздушног притиска.

Приморска клима је утолико мање подражујућег деловања, уколико јој је температура ваздуха блажа (изотермна — са незнатним амплитудама), постојанија и у колико су насеља заштићенија од снажних копнених ветрова.

Подражавање организма је усмерено на рад срца и величину удисања ваздуха, дисање порама, мускуларну активност, повећање броја црвених крвних зрнаца, побољшање рада бубрега итд. Отуда, после краће аклиматизације, повећање апетита и боља асимилација, нарочито у деце, које могу да потрају и извесно време после напуштања приморја.

Јадранско-медитеранска клима. — Као залив Средоземног мора Јадран продире дубоко у унутрашњост европског континента. Стога је његово поднебље изложено већим континенталним утицајима, нарочито у Северном приморју. Оно се делимично разликује од праве медитеранске климе, јер представља њену посебну варијанту.

Јадранско-медитеранску климу карактеришу својствени т и п о в и в р е м е н а. У хладном делу године смењује се *суво и хладно време*, када са нашег копна дува сува и хладна б у р а, и *влажно-прохладно време*, када са мора дува ј у г о. У топлијем делу године преовлађује *ведро и топло време*, када са мора дува освежујући м а е с т р а л (сл. 157).

Хладнији период године на Јадрану сачињавају месеци са средњом месечном температуром ваздуха нижом од 10° C. Он траје само на најсевернијем делу нашег Приморја пет месеци (Копар), на већем делу Кварнерског приморја четири месеца, на средњем делу Приморја, сем острва, три месеца, док на средње-далматинским острвима и у Јужном приморју хладни период траје само два месеца.

Топлији период године на Јадрану обухвата месеце са средњом месечном температуром ваздуха вишом од 10° C и он траје на Јужном приморју 10, а на Северном приморју 7 месеци. Месеце са средњом месечном температуром између 10 и 20° C означавамо као *умерене*, док су они са температурама изнад 20° C *топли* *(101)*. На Северном приморју

су само три месеца топла — јун, јул и август, а почев од Малог Лошиња према југу су четири топла месеца — сем летњих и септембар.

Инсолација је у свим местима на Јадранском приморју већа од 2100 часова годишње. Она је најмања у децембру (2,2—3,2 часа дневно), а највећа у јулу (9,2—12,3 часова дневно).

Температура ваздуха зависи од инсолације. Њене средњемесечне вредности више су у зимским месецима од 5° (на Јужном приморју су и изнад 8°), а у летњим изнад 20° C.

Сл. 157 — Таласи од јаког маестрала на плажи Златни рат код Бола на Брачу око 15 часова. На небу облаци лепог времена — Cu humilis (фото Д. Дукић)

Релативна влажност ваздуха је претежно већа од оптималних услова за угодан боравак и активнију делатност. У летњим месецима она је веома блиска оптималним вредностима, те је оморина на приморју Јадрана веома ретка појава.

Падавине се излучују скоро искључиво у виду киша, углавном краћег трајања. Максималне месечне падавине како на Северном тако и на Средњем приморју су у октобру и новембру, а на Јужном у децембру. Минималне количине падавина су у летњим месецима — најчешће у јулу; август је мање кишан од јуна.

Јадранско-медитеранска клима је по комплексном деловању на организам претежно *подражајна* (од половине јесени до половине пролећа) и *умирујућа*, а по осећају топлоте *незнатно хладна* (само на Северном приморју), а претежно *свежа* (зими), *блага* (у пролеће и у јесен) и *топла* (лети) *(101)*.

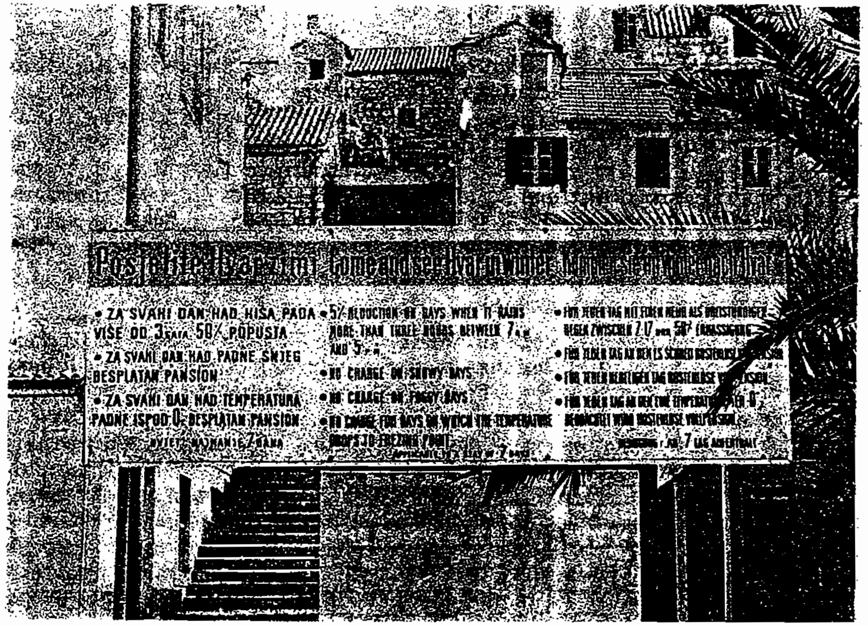
Предности климе Динарског приморја над поднебљем приморја неких европских земаља. — Довољно је извести неколико климатских паралела за места на Динарском приморју са поднебљем приморја неколико европских земаља, па

да се уоче предности које оно пружа посетиоцима. У овом правцу се у нас није довољно радило.

Азурна обала, колевка приморског туризма, коју посећују стотине хиљада страних туриста, нема ништа бољу климу од нашег Хвара, Виса, Ластова и Црногорског приморја. Напротив, највећи број посетилаца, који на море долази ради сунчања и купања, има на Хвару у летњим месецима сваког дана просечно по 1 час више инсолације него Ница! Сплит и Дубровник су лети такође сунчанији од Нице. Хвар, Вис и Црногорско приморје су топлији од Нице не само лети, него и у јесен, која је на Хвару сувља него на Азурној обали. Зима је у Ници подједнако топла као и на Хвару, али је незнатно сувља, док је пролеће на Хвару и сувље и топлије него у Ници.

Према томе, *Хвар има боље поднебље од Нице и осталих места на Азурној обали.* У летњим месецима и септембру наше Јужно приморје има такође боље поднебље од Азурне обале.

Настојећи да продуже туристичку сезону и у току зиме, хотели на Хвару дају гостима бесплатан пансион сваког дана ако је падао снег или температура ваздуха била нижа од 0°C, односно 50% попуста за сваки дан ако је киша падала (за обданице) више од 3 сата (сл. 158). То је један од оригиналних и врло корисних начина да се привуче што већи број домаћих и иностраних гостију у вансезони.



Сл. 158 — Туристичка сезона на острву Хвару траје и зими. У луци града Хвара туристи се обавештавају о обештећењу у случају лошег времена (фото Д. Дукић)

Бискајско приморје привлачи посетиоце из Скандинавије и Велике Британије. Оно је знатно хладније и влажније чак и од нашег Северног приморја. Број дана са падавинама у Бијарицу износи по 7 у јулу

и августу, 9 у септембру и 10 у јуну; инсолација у летњим месецима креће се 8,5—9 часова дневно. Истарско приморје је неупоредиво топлије од Бретање; у Бресту број дана са падавинама достиже у летњим месецима 6—10, а инсолација 7—7,5 часова дневно (док је нпр. температура морске воде највиша у августу — просечно само 16,5° C!).

Португалско приморје је сувље од нашег; број дана са падавинама у летњим месецима креће се од 3—5 на северу до 1—2 на југу. Међутим, оно је лети хладније од Динарског приморја.

Дакле, поднебље Хвара, Виса, Ластова и Црногорског приморја боље је од климе Азурне обале, док је поднебље целог Динарског приморја много боље од климе у Бискајском заливу и приморју Португалије.

Црноморско приморје је знатно хладније од Динарског, али је изузев региона око Батумија и Туапсе, нешто сувље по количини падавина. Међутим, велику ману има знатан број дана са падавинама у летњим месецима — 4—7 на приморју Крима, а 3—8 дана месечно на западној обали Црног мора. Позната Јалта не може се такмичити у климатском погледу са Малим Лошињем, нити Констанца са Задром или влажни Батуми са Будвом.

У целини, *клима Динарског приморја је знатно боља од Црноморског.*

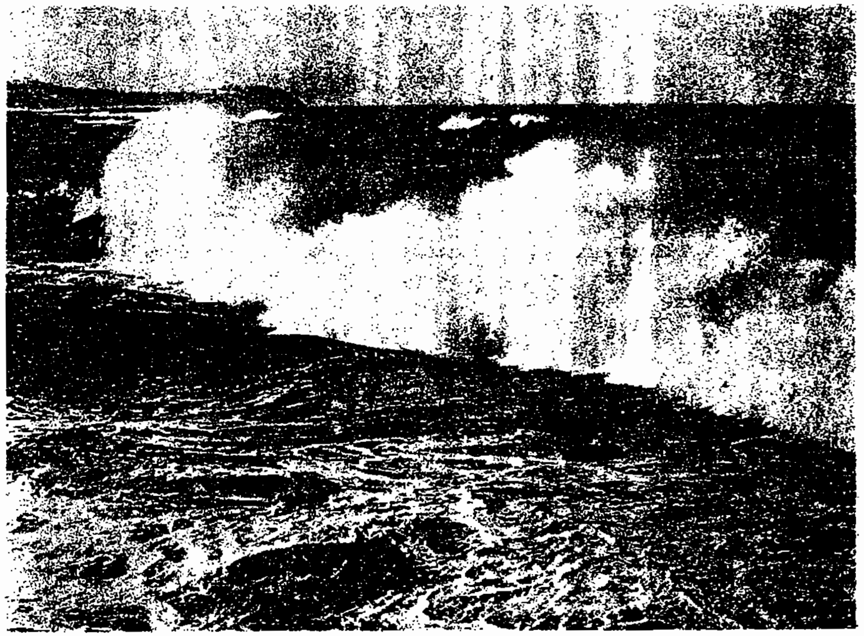
Јадранско приморје Италије разликује се од Динарског не само по облицима рељефа и геолошке грађе, него и по клими. Венеција, Анкона и Бари крајем јесени и у току зиме хладнији су од Копра, Малог Лошиња и Дубровника; Копар има дужу инсолацију од Венеције, а Мали Лошињ од Анконе. Само је Бари незнатно ведрији од Дубровника. Ако се у разматрање узме и поднебље наших средњедалматинских острва, очигледно је да је поднебље Динарског приморја нешто боље од Јадранског приморја Италије.

Поменимо и приморја знатно севернија од нашег, па већ и стога у климатском погледу слабија.

Приморје Северног мора источних обала Велике Британије, затим Белгије, Холандије, СР Немачке и западних обала Данске, као и јужне обале Норвешке одликује се великим бројем кишних дана у летњим месецима — 8 до 12. Због непрекидног придоласка циклона са маритимним поларним ваздухом са Атлантског океана и ретких и краткотрајних продора маритимног субтропског ваздуха у топлом сектору циклона, приморја поменутих земаља на обалама Северног мора имају прохладно лето са инсолацијом од 5,5—8,5 часова дневно. Релативна влажност ваздуха у летњим месецима је мање више постојана и креће се од 74 до 80%. Вода у мору је хладна и у летњим месецима има температуру од 11—15° на источном приморју Велике Британије, до 13,5—17° C у приморју Белгије, Холандије и СР Немачке.

Приморје Балтичког мора чак и на јужним обалама је прохладно лети, док се број дана са падавинама креће од 8 до 11, у Ботнијском заливу од 7 до 10, а у Финском заливу од 8 до 12. Број часова дневне инсолације у летњим месецима износи на јужном приморју Балтика 6,5—8,5, на средњем Балтику 8—11 и на северном, са познатим „белим

ноћима“, 7,5—11. Тада је и релативна влажност велика — она се колеба у границама од 64 до 80%. У летњим месецима површинска температура морске воде у јужном Балтику (сл. 159) износи просечно 13,5—17,7°, средњем 12—16° и на северном — у Ботнијском заливу — 8—14° C.



Сл. 159 — Пољско приморје Балтичког мора прохладно је и лети, када је и максимум падавина. Северни олујни ветрови подижу таласе високе до 3,5 m (по разгледници)

Само три приморја на Средоземном мору имају поднебље боље од Динарског: шпанско, тиренско и егејско (табл. 66).

Шпанско приморје Медитерана према географској ширини лежи јужније од Дубровника, док је нпр. Малага на ширини јужног дела Пелопонеза. Оно је углавном сувље и топлије од Динарског приморја Јадрана. Број дана са падавинама износи: у јуну — 4, а у јулу и августу по 1, а у септембру и октобру по 5. Тада се инсолација креће од 8—11 часова дневно, а релативна влажност од 60—67%. Највише дневне температуре су од 28° до 31°C (у хладу), што одговара само млађим и здравим особама. Вода у мору је топлија од 18°C од половине маја до половине новембра, па у сврхе рекреације може да се масовно користи око 6 месеци годишње.

Тиренско приморје има на већој дужини својих обала температуре врло блиске нашем Јужном приморју. Ипак, оно је доста сувље, те је у том погледу повољније од Динарског. Дневне температуре у току летњих месеци су између 28° и 30°C, а инсолација је од 9 до 11 часова

дневно; релативна влажност ваздуха је у тим месецима уједначена — 63—68%. Тиренском приморју припадају источне обале Корзике и Сардиније и северна обала Сицилије. Док је у копненом делу овог приморја број дана са падавинама у летњим месецима 1—3; дотле је на острвима у сва три летња месеца просечно по 1 дан са падавинама, а трајање инсолације 10—11 часова дневно. Температура морске воде виша је од 18°C уз копно Италије око 6 месеци, а на острвима око 6,5 месеци годишње.

Егејско приморје Грчке је знатно јужније од Динарског. Оно је сувље и знатно топлије од нашег приморја. Број дана са падавинама у јулу и августу је по 1, а у јуну и септембру по 2, док се инсолација у тим месецима креће од 9 у септембру до 12 у јулу. Дневне темпе-

Табл. 66 — Средњемесечне вредности најзначајнијих климатских елемената и температуре воде мора у Дубровнику, Науплиону (на Пелопонезу), Ници и Аликантеу — представницима медитеранске климе

Месеци	Дубровник						Науплион					
	A	B	C	D	E	F	A	B	C	D	E	F
J	12	5	3,5	13	67	10	14	8	4	14	72	11
F	13	5	4,5	13	64	12	15	8	5	14	71	10
M	16	7	6,5	14	64	11	16	10	6,5	15	70	8
A	18	10	7,5	15	65	10	20	12	7,5	16	67	5
M	22	15	8,5	18	66	7	24	16	9	18	64	3
J	25	18	10	22	61	5	28	19	11	22	62	3
J	28	20	11,5	25	64	4	30	23	12	24	61	1
A	28	20	11	25	60	4	31	22	11,5	25	60	1
S	25	17	8	23	63	7	28	21	9	24	62	2
O	21	14	6	19	68	9	24	18	7	21	68	6
N	16	10	4	17	66	12	19	13	4,5	18	74	11
D	13	6	3	14	68	13	16	9	4	16	73	13
—	Ница						Аликанте					
J	12	4	5	13	54	8	16	5	6	14	65	4
F	13	5	5	12	52	7	17	6	6	14	66	6
M	15	6	6	13	58	8	19	9	7	14	66	6
A	17	9	7,5	14	59	8	21	10	8	15	61	5
M	22	13	8,5	16	60	8	24	15	9	17	65	5
J	25	16	10	20	60	5	28	17	10	20	65	4
J	28	19	11,5	22	59	2	30	20	11	24	58	1
A	28	19	10,5	23	59	4	31	20	10	25	60	1
S	25	17	8	21	59	6	28	17	8	24	65	4
O	20	13	6,5	19	58	9	25	14	7	20	66	5
N	16	9	5	16	55	8	19	9	5,5	18	64	8
D	13	6	4,5	14	55	9	16	7	5	15	64	6

Легедна скраћеница: A — највише дневне температуре у °C; B — најниже ноћне температуре; C — инсолација у часовима / дан; D — температура морске воде у °C; E — релативна влажност ваздуха у %; F — број дана са падавинама.

Дубровник, као представник нашег јужног приморја, има нешто ниже температуре ваздуха и воде од Науплиона и Аликантеа, а нешто више него што их има Ница, која има најсувљи ваздух (циклони пролазе јужно од ње); Азурна обала и шпанско приморје имају мањи број дана са падавинама од нашег и егејског.

ратуре ваздуха су врло високе, па у летњим месецима одговарају само младим и здравим особама; оне достижу у јулу у хладу 33°C, а у главној туристичкој сезони (јуни—септембар) више су 30°C. Западне обале Родоса и северна обала Крита припадају Егејском мору. *Родос* је под климатским утицајем блискoг малоазијског копна, те је на њему у јулу и августу врло топло — температура ваздуха у хладу је 33°C, у јуну 30 и септембру 31°C. На Родосу лети практично нема падавина — од јуна до септембра укупно 1,5 дан са падавинама (у августу је без кише). Релативна влажност је константна — 54—55%, док инсолација траје 10,5—13,5 часова дневно. *Крит* је даље од копна и потпуно изложен маритимним климатским утицајима, па је, без обзира на свој јужни положај нешто свежији од егејског приморја копна. У летњим месецима инсолација траје 10—13 часова дневно, укупан број кишних дана је 2,5 (за 4 месеца), а релативна влажност ваздуха 58—60%. Температура морске воде виша је од 18°C на острвима око 7,5, а уз копно Грчке око 6 месеци годишње.

Таласотерапија[6] се састоји од лечења приморском климом и купања у морској води. Она је позната од давнина као ефикасан начин оздрављења или јачања организма. Још у древној Грчкој се говорило: „Море односи све болести!" (*28*, 121).

Приморска клима односно приморски ваздух пун је најситнијих капљица морске воде, морских соли и фитонцида морских алги. Ваздух дуж морских обала у појасу широком 200—400 m представља идеалан природни инхалаторијум.

Приморски ваздух је углавном чист од прашине. Он садржи нешто више кисеоника и лаких јона, а мање угљендиоксида, што олакшава дисање. Познато је да приморска клима утиче на дубоко удисање таквог ваздуха, делимично смањује број удисања у минуту, што утиче на постепено повећање капацитета плућа. Различите траве и дрвеће у приобалском појасу излучују разне врсте фитонцида, који делују бактерицидно на извесне патогене бактерије.

Чист, умерено-топли и умерено-влажни приморски ваздух је погодан за сунчање нарочито на пешчаним и шљунчаним плажама (сл. 160). Да би се избегла непотребна еритемија (црвенило) коже са свим последицама које из тога могу произаћи, неопходно је постепено сунчање (табл. 59).

Морска вода представља врло сложени јонизовани раствор. У њој се налазе катјони натријума, калцијума, магнезијума и калијума, затим анјони брома, јода, азотних једињења, фосфора, арсеника итд. У њој су откривени и неки биогени стимулатори организма. Због свега тога купање у морској води је неупоредиво корисније од купања у слаткој води. Купањем у морској води и удисањем ваздуха изнад ње организам добија потребне му јоне и микроелементе (*28*, 123).

При купању у мору вода делује на организам термички и механички. Најпре наступа осећај хладноће и појава језе. То је заштитна реакција организма усмерена на смањивање губитка топлоте: скупљају се крвни судови коже и мишићи; истовремено шире се крвни судови унутрашњих органа и ка њима притиче крв. То делује подражујуће на

[6] Од грчког thalassa — море и terapia — лечење, терапија.

нервни систем, због чега се повећава оксидација и избацивање угљендиоксида, а истовремено убрзава и циркулација крви. Онда отпочиње ширење крвних судова коже, она постепено црвени, мишићи се опуштају и осећај језе се смењује са осећајем топлоте и извесне лакоће (*28*, 124). Уосталом, пливач у води има осећај да му је тело 10 пута лакше него изван воде, што је са физичког гледишта и тачно. Зато успорено пливање или само „лебдење" у води олакшава напрезање

Сл. 160 — Златни рат код Бола на Брачу — једна од најлепших пешчано-шљунковитих плажа на Јадрану — са ваздухом пуном фитонцида из борове шуме и од типичних медитеранских трава са простране ледине, који убрзавају лечење таласотерапијом (по разгледници)

мишића и рад срца. Треба имати у виду да и купање у морској води не сме да траје предуго, да не треба допустити да дође најпре до дрхтавице, а тек после тога да се изађе из воде. За здрав организам је корисно купање и када су на мору таласи. На њиховим креснама образује се морска пена, пуна ваздушних мехурића у којима има морске соли, јода, брома... Тада се тело излаже природном водно-ваздушном масирању, при којем се механичко деловање притиска таласа допуњује са физиолошким деловањем мехурића минерализованог ваздуха и морске воде (*28*, 125).

Таласотерапија делује околном средином и купањем на нервне завршетке у кожи, на слузницу органа за дисање и друге органе — вид, укус и слух, на изазивање позитивних емоција које утичу на мозак. Све то заједно утиче преко мождане коре на организам, што доводи до значајних позитивних промена у свим органима и системима (*28*, 124).

Индикације и контраиндикације јадранско-медитеранске климе. — Ова клима и топла морска вода привлаче милионе туриста из многих земаља. Она делује изврсно на здрав организам и ојачава га купањем

у мору. Млађе и средовечне здраве особе прилагођавају се овој клими за 6—10 дана. За оболеле особе период аклиматизације траје знатно дуже, јер се она обавља под надзором лекара, који треба да дозирају како сунчање тако и купање, ако је последње неопходно.

Јадранско медитеранска клима делује веома повољно на сузбијање многих болести и потпуно оздрављење оболелих. Она је изузетно погодна за особе оболеле од рахитиса, анемије, лимфних жлезда, шкрофулозе, лоше асимилације, извесних неурастенија са ослабљеном експлозивношћу, неурастенија од детињства и доба пубертета, извесних кожних обољења (шкрофуло-туберкулоза, лупус који није гнојав, хронична копривњача), диспепсије (поремећаји у варењу). Јонизовани приморски ваздух утиче повољно на оболеле од катра горњих дисајних путева. Сунчање на таквом ваздуху и излагање оболелих делова тела дозираном деловању ултраљубичастих зракова, који делују бактерицидно, уз потребну медикаментну терапију, делује позитивно на ток лечења оболелих од туберкулозе костију. Удисање приморског ваздуха, поготову када у њему има и довољно фитонцида бора — они делују бактерицидно на бацил туберкулозе, а у периоду од половине јесени до краја пролећа, олакшава калцификацију туберкулозом оштећених делова плућа и доприноси оздрављењу оболелог.

Јадранско-медитеранска клима делује веома повољно на рекреацију здравих особа. Она у њиховом организму побољшава рад жлезда са унутрашњим лучењем, док се пешачењем крај обале и купањем у мору побољшава дисање и повећава капацитет плућа, а истовремено ојачавају срце и крвоток и учвршћује сан; нормализује се и крвни притисак под условом да није било већих одступања од нормалног.

Нажалост, јадранско-медитеранска клима не може се препоручити већини нервозних особа, а у принципу никако оболелим од плућне туберкулозе, акутним реуматичарима, особама оболелим од Базедове болести, бубрега и јетре. Особе са органиским срчаним дефектима не смеју у току лета да бораве у приморју, али им се зато препоручује зимски боравак.

Приморски пејсажи се одликују изузетним лепотама. Контрасти обале и мора, зеленила и плаветнила, шум ветра у крошњама дрвећа и благо заталасана површина мора, дуготрајно зрачење Сунца на скоро безоблачном небу, које у току обданице мења боју од сиве и плаве па до златне и црвенкасте пред крај дана, нестајање Сунца иза хоризонта на мору, појава Месеца, а у тамним ноћима светлуцање звезда на небу и неких морских организама у води итд. — све то изазива пријатна осећања како у здравих, тако и оболелих особа. Тај уопште позитивни утицај приморских пејсажа, који у оболелих изазива жељу за што скоријим оздрављењем, назива се *пејсажна* односно *ландшафтна терапија*.

Планинска клима делује на организам човека друкчије од низијске односно од приморске климе. Узрок томе су измењене вредности климатских елемената и неких климатских фактора. Због тога се и биљни свет на планинама појављује по висинским катовима, указујући својим саставом и положајем и на опште климатске одлике на одговарајућим висинама. Тако се нпр. горња граница шума на западним пади-

нама Кавказа налази на висини од око 2000 m, у Централним Алпима на 2300 m, а у влажном екваторијалном појасу она достиже до 3800 m надморске висине.

Радијација на планинама зависи од надморске висине, нагиба падина и њихове експозиције, облика рељефа и особености подлоге.

Интензитет соларне константе (S) повећава се са висином (табл. 67) пре свега због смањене концентрације водене паре и аеросола. Он се одређује по вертикалном градијенту — промени сунчане радијације на 100 m висине. У планинама Средње Азије величина градијента износи просечно око 0,01 cal/cm² · min на 100 m висине. Он је на нижим висинама нешто већи и смањује се према врховима планина, где је ваздух ређи и чистији.

Табл. 67 — Промене интензивности соларне константе (S) у зависности од надморске висине у слободној атмосфери (по *5*, 99)

H m	S cal/cm² · min	H m	S cal/cm² · min	H m	S cal/cm² · min	H m	S cal/cm² · min
0	1,087	4.000	1,563	9.000	1,735	14.000	1,780
500	1,185	5.000	1,590	10.000	1,752	15.000	1,792
1.000	1,275	6.000	1,645	11.000	1,762	20.000	1,817
2.000	1,454	7.000	1,681	12.000	1,774	25.000	1,825
3.000	1,516	8.000	1,717	13.000	1,778	29.000	1,838

Са променом висине мења се и *спектрални састав радијације*. Ултраљубичаста и еритемна радијација се повећавају са висином, што посредно показује бржа појава еритема коже на планинама. У Алпима ултраљубичаста радијација на висини од 2.000 m зими је 4, а лети 2 пута већа него у подгорини. Приближно такво повећање ултраљубичасте радијације са висином утврђено је и на планинама у Јерменији и Средњој Азији (*5*, 101).

Директно Сунчево зрачење у ведрим данима на планинама веће је за 15—20% него у подгорини. На Алпима оно је зими за 50% а лети за 30% веће на висини од 3.000 m него на 200 m. *Дифузно (небеско) зрачење* са порастом висине и ређе атмосфере смањује се: при ведром небу у јануару у Алма-Ати на 847 m висине оно износи 0,15 а на Тјан-Шану на 3.600 m висине 0,10 cal/cm² · min. На висини од 4.000 m у подневним часовима (11—13) величина дифузног зрачења смањује се за 20—40% у поређењу са оним у подгорини.

Глобално зрачење је резултат супротног деловања висине на директно и дифузно зрачење. Ипак, његова величина зависи углавном од величине директног зрачења и оно се повећава са висином на свим планинама (*5*, 107).

Годишње глобално зрачење износи у подгорини Алпа 95, а на Цугшпицу (Zugspitz) на 3.000 m надморске висине око 122 ccal/cm². Оно је на Алпима на висинама од 2.000—3.000 m веће за 20—30% него у њиховој подгорини (*5*, 111).

Дневно глобално зрачење веће је на Зонблику (Sonnblick), на 3.106 m, за 12% него у Инсбруку (Innsbruck) на 581 m надморске висине.

Албедо рефлектује Сунчево зрачење и његова величина је већа на планинама него у подгорини. Тако његова годишња вредност износи у Тбилисију 18% а на Казбегу 55%. Албедо се незнатно повећава на планинама лети, када су оне без снега, а нагло у току зиме, када су под снежним покривачем — тада албедо достиже 70—80%. Управо због тога се *биланс краткоталасног зрачења* смањује са порастом надморске висне. Оно је на снежним врховима Кавказа на висинама од 3.000—4.000 m мање за 30—40% него у подгорини (*5*, 115).

Ефективно израчивање је веће на висинама него у низијама, јер се са порастом висине смањује садржина водене паре у ваздуху а тиме и противзрачење атмосфере. У подгорини Алпа оно износи у ведрим ноћима 0,13—0,15 а на висини од 3.000 m 0,20 cal/cm² · min. Оно је још веће изнад снежне границе. Ефективно израчивање траје у току целог дана, па стога планине губе велике количине топлоте на тај начин.

Радијациони биланс на планинама углавном се смањује са висином. Томе доприноси повећана облачност у планинама дању и лети, а смањена ноћу и зими. Прво смањује позитивни део радијационог биланса, а друго повећава његов негативни део односно расход. Зато је величина радијационог биланса у подгорини Кавказа 60—65, а на висини од 3.000 m само 35 ccal/cm², док је у појасу вечитог снега и леда блиска нули (*5*, 116).

Радијациони биланс се расходује на испаравање влаге и загревање ваздуха од подлоге навише, а у појасу вечитог снега и леда делимично и на аблацију (*5*, 117).

Температура ваздуха на планинама углавном се снижава са порастом висине. Термички градијент односно снижавање температуре ваздуха на сваких 100 m висине зависи од надморске висине места, облика рељефа, експозиције падина према Сунцу и преовлађујућим ветровима, од типова тла, вегетације и од годишњег доба.

У табл. 17 су помоћу података о средњемесечним температурама ваздуха на Бјелашници и у Илици израчунате просечне месечне вредности термичког градијента; он је у нашим крајевима највећи крајем пролећа и почетком лета, тј. када је у долинама и котлинама већ топло, а на високим планинама има још снега. У табл. 18 изложен је преглед средњемесечних температура ваздуха на различитим висинама Триглава. На његовом врху, на 2.863 m надморске висине, температура ваздуха је 8 месеци нижа од 0°C.

Бјелашница и Копаоник имају приближно једнаке висине — врх прве је на 2.067 m а друге планине на 2.017 m надморске висине. Метеоролошка станица на Бјелашници лежи на врху планине, а на Копаонику на западној падини на 1.710 m надморске висине, која је иначе присојна на планинама које се простиру у смеру север—југ. Због тога постоје мање термичке разлике у годишњем току температуре ваздуха на тим планинама (табл. 68).

На обема планинама температуре ваздуха ниже од 0,0°C трају по 6 месеци — од новембра до априла; то је истовремено и трајање зиме. Лето је сведено само на два месеца — јули и август, када је просечна месечна температура око 10°C; тада су и максималне температуре. И

остала годишња доба трају по два месеца — пролеће у мају и јуну, а јесен у септембру и октобру. Пролећа су топлија од јесени на обема планинама.

Табл. 68 — Средњемесечне температуре ваздуха на Бјелашници (Б) и Копаонику (К) — за Б период 1925—1940, за К 1949—1957. и 1968—1970.

	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.	Amplit.
B	—6,9	—8,0	—5,6	—1,7	2,8	7,4	10,0	9,4	6,6	2,7	—0,6	—5,7	0,9	18,0
K	—7,4	—6,9	—5,1	—0,7	4,7	8,4	10,1	10,2	7,3	4,2	—0,6	—3,6	1,7	17,6

Треба напоменути да су просечне температуре ваздуха у 14 часова више од средњих месечних у зимским месецима за 1,5—2,0°, а у летњим за 3,5—4,0°C. И са том корекцијом лета на обема планинама су не само кратка, него и свежа, јер просечне температуре нису више од 13,5—14,6°C у времену када је ваздух најтоплији.

Температуре ваздуха на планинама често су више или ниже на истим надморским висинама само под утицајем рељефа. *Улегнућа у рељефу* утичу у току дана на загревање ваздуха, док је у току ноћи у њима хладније; стога су амплитуде температуре ваздуха у улегнућима, како дневне тако и годишње, веома велике. Ниске зимске температуре ваздуха у улегнућима на планинама утицале су местимично на *инверзију вегетационих катова*. Тако је нпр. на дну Велог поља на Бјелашници трава; непосредно изнад дна — по ободу су четинарска стабла, а око 50—80 m изнад њих листопадна и поново, изнад листопадних, четинарска. *Узвишења у рељефу*, око којих ваздух мање-више слободно и стално струји, имају мале амплитуде температуре — и дневне и годишње. Тако нпр. у јулу дневна амплитуда температуре ваздуха достиже на Кавказу на падини Арагаца (3.229 m) 4,6°, на Сисианском превоју (2.380 m) 6,1°, а у долини Борожоме (790 m) 10,4°C. Ови подаци показују да се поменуте амплитуде повећавају од планинских врхова, односно њихових падина ка подножјима планина.

Облачност има велики утицај на термички режим ваздуха на планинама. Без обзира на облике рељефа, просечна дневна амплитуда ваздуха је увек нижа за неколико степени када је време тмурно, него када је ведро.

Влажност ваздуха на планинама смањује се са повећавањем надморске висине, па било да је реч о апсолутној или релативној влажности. Супротне појаве се дешавају у областима са стабилном зимском инверзијом температуре ваздуха, као што је она у Источном Сибиру.

Апсолутна влажност ваздуха смањује се у слободној атмосфери за 2 пута већ на висини од 1.500 m а за 4 пута на висини од 3.000 m — у поређењу са приземном влажношћу ваздуха. У планинама делимично испаравање са њихових заравни, долина и врхова допуњава количину влаге у ваздуху; зато се у планинама апсолутна влажност смањује за 2 пута на висини од 2.000 m а за 4 пута на висини од 4.000 m (5, 148). На планинама северне полулопте она је највећа у јулу и августу, а најмања у јануару и фебруару.

Релативна влажност ваздуха у планинама з и м и се смањује са висином а л е т и се повећава, достижући максималне вредности у висини слоја у којем се образују облаци. Њене вредности зависе у многоме од облика рељефа (табл. 69).

Табл. 69 — Релативна влажност ваздуха по годишњим добима и годишњи број дана са влажношћу ⩽30% у различито време осматрања и ⩾ 80% у 13 часова у планинским системима (5, 154)

Планина Место	Висина, m	Релативна влажност у %				Број дана са влажношћу, %		Рељеф у месту мерења
		зима	пролеће	лето	јесен	30	80	
Алпи								
Беч	195	87	66	64	75	—	—	равница
Зонблик	3106	71	83	86	82	—	—	врх
Кавказ								
Тбилиси	404	73	64	58	71	38	27	котлина
Гудаури	2194	71	75	76	75	11	102	падина
Заилијски Алатау								
Алма-Ата, ГМО	846	74	62	46	58	84	53	подгорина
Мин Цилики	3017	50	62	66	52	101	99	висока планина
Ашхабад	227	73	56	33	51	163*	23*	подгорина
Хејрабад	2027	60	61	44	49	127	57	висораван
Памир								
Лењинабад	410	76	58	33	54	172	36	подгорина
Ледник Федченко	4169	67	68	55	56	72	94	падина

* Број дана са малом (r < 30%) и великом (r > 80%) релативном влажношћу ваздуха дати су по подацима метеоролошке станице Кара-Кала (312 m).

Релативна влажност је уз температуру ваздуха и брзину ветра најзначајнији климатски елемент, јер од њиховог заједничког деловања на организам зависи да ли ће се у човеку појавити осећај хладноће, свежине или топлоте.

Релативна влажност ваздуха на планинама умереног поднебља највећа је у зимским месецима, а најмања у летњим; она је такође већа у јутарњим него у подневним часовима (табл. 70).

Табл. 70 — Годишњи ток релативне влажности ваздуха на Копаонику (1710 m) у периоду 1949—1957. год. (*21*, 48)

Вредности	J	Ф	M	A	M	J	J	A	C	O	H	Д	Год.	Колеб.
Месечне	94	92	85	79	83	79	75	73	79	88	91	95	84	22
у 7 час.	97	95	88	83	97	82	78	76	82	91	94	98	88	22
у 14 час.	88	86	81	73	76	72	66	61	69	77	82	85	76	27

Релативна влажност ваздуха на Копаонику по просечним месечним вредностима мења се у границама од 73 до 95%. То показује да је ваздух претежно умерено влажан (8 месеци — од марта до октобра) и веома влажан (4 месеца — од новембра до фебруара). С обзиром да се релативна влажност смањује са порастом температуре ваздуха, то је она у 7 часова већа него у 14. часова по годишњој вредности за 12%, док се ове разлике у појединим месецима крећу од 7 (март) до 21% (мај).

Облачност на планинама зависи од њихове надморске висине, утицаја подлоге на ваздушну масу, оријентације падина према влажним ветровима, а и од самих облика планинског рељефа. Просечна годишња облачност високих планина у умереном климатском појасу износи око 6/10 односно 60% видљивог дела неба. Она је знатно већа у пролеће и лето, него у зиму и јесен, док је у суподини планина обратно (табл. 71).

Табл. 71 — Ток облачности на Кавказу и Алпима по годишњим добима (5, 161)

Планина	Место	Висина изнад нивоа мора у m	Облачност, %				
			зима	пролеће	лето	јесен	година
Кавказ	Тбилиси Гудаури	404 2194	67 59	69 72	52 68	59 62	62 65
Алпи	Швајцарска низина Зонблик	420 3106	73 51	58 71	52 73	62 60	61 65

Из табл. 71 је очигледно да се годишња облачност незнатно повећава са висином места. Али, док су зими места у долинама и низијама испод слоја облака, те стога имају повећану облачност, дотле су места на високим планинама често изнад слоја магле и ниских облака и имају дневну инсолацију до 3 часа (табл. 72). Лети, због преовлађивања конвективне облачности и њених типичних облака — кумулуса и кумулонимбуса, на високим планинама је облачност знатно већа него изнад низија и долина. Међутим, на многим планинама нижим од 2.000 m надморске висине највећа облачност је управо у зимским месецима — нпр. на Копаонику она зими износи 73%, а лети само 47%.

На високим планинама су чести *дани са маглом;* нарочито су честе радијационе магле изнад снежне границе. Тако је нпр. метеоролошка станица на Елбрусу (4250 m) у магли 234 дана годишње, док је Тбилиси (404 m) под маглом само 33 дана годишње (5, 163). Највећи број дана са маглом имају падине на удару влажних ветрова, превоји и планински врхови. У дубоким долинама и међупланинским котлинама мали број дана са маглом објашњава се не само њиховом изолованошћу од адвекционих магли, него и утицајем фена.

Падавине на планинама. — Висина падавина на планинама зависи од низа физичко-географских услова: положају планине у систему опште циркулације атмосфере, удаљеношћу од мора, надморске висине, облика рељефа, нагиба падина, пошумљености итд.

Повећавање падавина са надморском висином иде до извесног нивоа, а изнад њега се њихова количина смањује; у Алпима тај ниво је на висини од око 2.000 m, на Кавказу — 2.500 m, на планинама Средње Азије на око 3.000 и на Централном Памиру — 4.500—5.000 m (5, 167).

Табл. 72 — Средње месечне вредности најзначајнијих климатских елемената у познатим планинским одмаралиштима — Сен Морицу, Кицбихелу, Халштату и Инсбруку — представницима алпијске и субалпијске климе (просеци за дужи низ година, по „Sternu")

Месеци	Сен Мориц (St. Moritz) m					Халштат (Hallstatt) m				
	A	B	C	D	E	A	B	C	D	E
J	−2	−12	3	63	7	1	−7	3	73	12
F	1	−10	4	61	7	3	−6	3	67	10
M	4	−7	5	59	8	8	−1	4	61	10
A	9	−2	5	56	8	13	2	5	56	12
M	13	3	5	54	10	18	6	6	56	13
J	17	7	6	54	11	21	10	6	61	16
J	20	8	7	52	12	23	11	7	61	17
A	19	7	6	54	11	23	11	5	61	16
S	16	4	5	57	9	20	9	5	62	12
O	10	0	4	60	9	14	4	5	64	10
N	4	−5	3	63	8	7	0	3	74	10
D	−2	−10	2	68	8	2	−5	2	80	11
—	Кицбихел (Kitzbühel) m					Инсбрук (Innsbruck) 574 m				
J	1	−9	3	77	11	1	−7	2	66	8
F	2	−9	4	71	10	4	−4	4	57	6
M	8	−4	5	66	11	11	0	5	45	8
A	13	−1	5	59	11	16	4	5	42	11
M	18	5	5	59	12	20	8	6	43	11
J	20	8	6	58	18	24	11	7	46	13
J	23	11	7	56	16	25	13	7	51	14
A	22	12	7	56	16	24	13	6	53	13
S	19	7	7	58	11	21	10	6	53	10
O	14	2	5	65	7	15	5	4	55	8
N	6	−2	3	74	7	8	0	3	64	8
D	0	−8	2	78	10	2	−4	2	67	9

Легенда скраћеница: A — највише дневне температуре у °C; B — најниже ноћне температуре; C — инсолација у часовима / дан; D — релативна влажност у %; E — број дана са падавинама.

Присојне падине због боље загрејаности подлоге и јачег конвекционог струјања ваздуха имају у току лета више падавина на скоро свим планинама северне полулопте.

Повећање падавина са висином показује *вертикални плувиометријски градијент* — она даје нумеричке вредности промене количине падавина на сваких 100 m висине. Он се мења у појединим месецима и годишњим добима.

За рекреацију на планинама није значајна количина месечних падавина, него број дана са падавинама, нарочито у току обданице. Обич-

но се највећи број дана са падавинама у месецу поклапа са месецом у којем је максимум падавина. Тако на Копаонику највише падавина имају мај и јуни и у тим месецима има 20 односно 15 дана са падавинама. Укупан број дана са падавинама на Копаонику износи годишње 165, док је у неким познатим планинским одмаралиштима доста мањи — Давос 134, Кицбихел 139, а у Сен Морицу свега 108!

Са повећавањем надморске висине све већа количина падавина се излучује у виду снега. Тако у подгорини Швајцарских Алпа снег (и све чврсте падавине — слана, иње) сачињава само 5—10% од укупне количине падавина, на висини од 1.000 m 25% а на 2.000 m 60%; на висинама од 3.500 m и већим излучује се само снег.

Снежни покривач се дуже одржи на високим планинама. На падинама Кавказа трајање снежног покривача продужује се просечно за 8—10 дана на сваких 100 m висине. У суподини Кавказа, на висинама од 500—600 m снежни покривач се задржава годишње само 20—30 дана, док на висини од 1.500 m он остаје 140 дана, на 2.500 m 235 дана и на висини од 3.000 m око 250 дана годишње. Упоредо са висином повећава се и дебљина снежног покривача: на 800 m висине — 50 cm, на 1.400 m 150 cm, а на 2.000 m 225 cm (*5*, 175).

Дебљина снежног покривача зависи и од облика рељефа и ветрова. На многим високим планинама ветар одува снег са узвишица и падина и нагомилава га у затишју у виду сметова, високих 6—10 m, док се на многим местима образују сметови нижи од 4—5 m.

На нашим високим планинама максимална висина снежног покривача износи: на Кредарици испод Триглава — 350 cm, на Бјелашници — 280 cm, на Зеленгори, Прењу, Волујку и Шар-планини — 240 cm, на Дурмитору 180—220 cm, на Копаонику 175 cm, итд. На тим планинама снежни покривач траје просечно 150 дана на висинама око 2.000 m, а 7—8 месеци на висини од 2.500 m. У снежаницима на осојним странама он се каткад одржи до краја јесени и појаве новог снега. Међутим, дешава се на Динарским планинама да снажни југ отопи нагло снежни покривач на југозападним падинама, а прелазећи преко црноморско-јадранског развођа он се преображава у ветар типа фена, који убрза отапање снежног покривача на североисточним падинама планина. По F. Seidlu овај ветар, „динарско-горски фен“ осећа се ка северу све до Будимпеште.

Висински климатски катови у планинама и њихова смена зависе, пре свега, од промене *радијационог биланса* са висином; он утиче на снижавање *температуре ваздуха и тла*. На сваки километар висине температура ваздуха опада за око 6°C. То у климатском погледу у низијама одговара премештању места за око 1.000 km ка северу. Због тога се климатски и педолошко-вегетациони катови смењују на планинама знатно брже, него предеоне (ландшафтне) зоне у равницама. На високим планинама та смена је веома очигледна (*5*, 179).

Биланс влаге је други значајнији климатски елемент који снажно утиче на појаву висинских климатских катова. Полазећи од промена температуре и влажности са висином разликују се два главна типа висинске зоналности — *океанска* и *континентална*, којима одговара влажна односно сува планинска клима.

У влажном поднебљу кат дрвне вегетације почиње од равнице односно од морске обале. Са повећањем висине листопадне шуме се замењују четинарским, а оне прелазе у субалпијски кат са закржљалим стаблима и жбуњем, које се у већим висинама наставља у кат нискотравних алпијских ливада; најзад, на још већим висинама настаје нивално-глацијални кат.

У сувом поднебљу дрвна вегетација се појављује на планинским падинама на извесној висини, где за њу има довољно влаге и топлоте; испод ње је ксерофитна вегетација степе, полупустиња и пустиња. Изнад њих су листопадне па четинарске шуме, субалпијске и алпијске ливаде и, најзад, нивално-глацијални кат. У крајње аридној клими дрвна вегетација изостане, тако да пустиња односно полупустиња прелази у нивални кат (*5*, 181).

Карактеристична смена биљних катова на планинама влажног поднебља је типична за падине Кавказа, Алпа, Хималаје, Анда у тропском појасу итд., а на планинама у сувом поднебљу на Северном Тјан-Шану, на источним падинама Стеновитих планина у САД, источним падинама Анда у средишњој Аргентини итд. Северне падине Куњлуња су типичан пример планине у крајње аридној клими на којој нема дрвне вегетације и где полупустиња прелази у нивални кат. На Тибету горња граница шума лежи на 4.600 m надморске висине.

*

Планинска болест. — Са порастом надморске висине удео кисеоника у ваздуху остаје и даље око 21%, али се смањује његова количина у јединици запремине. Због тога је човек принуђен да удише већу количину ваздуха, како би свој организам снабдео потребном количином кисеоника. Ипак, пре аклиматизације за одређену висину у организму се јавља мањак кисеоника и такво стање се назива *хипоксија*.

Раније се сматрало да је утицај планинске климе на организам човека зависан од степена хипоксије. Касније је установљено да је тај утицај знатно шири и да зависи од низа климатских процеса, који се различито развијају на истим надморским висинама у разним предеоним зонама на Земљи и на разним континентима. Тако је нпр. познато да се *планинска болест* појављује на Алпима и Кавказу на висини од 3.000 m, а Тјан-Шану и Андима на 4.000 m, на Памиру и Хималајима тек на 5.000 m изнад нивоа мора (*28*, 166).

Планинска болест је последица недовољне количине кисеоника у организму. Од тога трпи највише мозак, јер само он користи око 25% кисеоника који се троши у организму. Недостатак кисеоника изазива психичке поремећаје — најчешће губитак осећања опасности у критичним ситуацијама, успоравање рефлекса, смањује се осећај бола, запажају се тешкоће са чулима вида и слуха, прсти подрхтавају, а при мањем напору и мишићи ногу.

Због смањене садржине кисеоника у јединици запремине, организам је приморан да узима што већу количину ваздуха, како би се снабдео потребном количином кисеоника и избегао хипоксију. Стога је веома интензивно удисање и издисање ваздуха. Истовремено почиње повећавање броја еритроцита (црвених крвних зрнаца) и хемоглобина

— последњег приближно за 10% при сваком смањивању ваздушног притиска за 100 mm Hg. Тада почиње и слезина да шаље у крвне судове свој „вишак" крви.

Крв садржи малу количину кисеоника у виду раствора; највише га има у виду једињења са хемоглобином у еритроцитима. Иначе, хемоглобин је заиста јединствена материја, која узима у организму кисеоник тамо где га има нешто више и одмах предаје оним ћелијама у којима се појавио његов мањак. Хемоглобин у еритроцитима се пуни кисеоником у плућима, а празни у капиларима ткива.

Такви процеси у организму доводе до његовог поступног прилагођавања новим животним условима односно до аклиматизације за одређену надморску висину. То јача општу отпорност организма не само према животу у планини него у другим неповољним условима, у чему се и састоји рекреација односно лечење људи на планинама. Треба истаћи да се људи аклиматизују и живе нормално чак и на висинама од 4.500 m изнад нивоа мора. Тако Индијанци на висоравнима у Перуу, где је парцијални притисак кисеоника мањи за 44% него у приморју, имају капацитет плућа већи за 22% од становника низија, али и 1,74 литар крви више од становника приобалске Лиме (*28*, 171). То показује да је могуће систематско привикавање организма за дужи боравак у високим планинама, али само под условом да је беспрекоран рад срца и крвних судова, а плућа потпуно здрава. Међутим, оболео организам није у стању да савлада напоре које од њега захтева аклиматизација на великим висинама. Дуже задржавање могло би да се заврши и смрћу, па се таква лица одмах спуштају у ниже пределе, већ код првих симптома планинске болести, која може да се појави чак и на висинама око 1.500 m изнад нивоа мора.

Већина истраживача који су проучавали физиолошке процесе у организму при појави планинске болести заустављали су се на хипоксији. Исцрпнија проучавања су показала да у процесу аклиматизације за боравак на високим планинма изузетно значајну улогу има и губитак извесне количине угљендиоксида из крви; та појава се назива *хипокапнија*.

У организму одраслог човека, који се налази у стању потпуног мировања, а на малој надморској висини, образује се у ткивима и доспе у крв за 1 час око 12 литара угљендиоксида. Тај гас је такође неопходан за нормално функционисање свих органа у телу, јер је управо он најважнији стимулатор центра за дисање: повећање његове садржине у крви изазива рефлексну потребу за дубљим дисањем. Међутим, на планинама при појачаном раду плућа и срца организам губи дневно 1—2 kg угљендиоксида. Зато се реакција крви мења ка базичној, па су бубрези принуђени да из тела удаље вишак база. И баш та промена реакције крви условљава појачано дисање на великим висинама и при мањку угљендиоксида, који је још и регулатор оксидационих процеса у организму. При појави хипокапније у организму долази до мањих поремећаја: опада крвни притисак, успорава се циркулација крви, сужавају се крвни судови у мозгу и погоршава његово храњење, што су неки од симптома типичних за планинску болест (*28*, 172). Здрав организам брзо савлада такве поремећаје и уз неопходне физичке

вежбе прилагођава се боравку на одређеној висини. Према томе, очигледно је да су оба гаса — и кисеоник и угљендиоксид — неопходна за правилан рад свих органа у човечијем телу. Стога аклиматизација човека за боравак на високим планинама представља у суштини прилагођавање организма како према хипоксији, тако и према хипокапнији.

Индикације и контраиндикације планинске климе. — Од давнина се сматра да се туберкулоза плућа успешно лечи на планинама. Касније је утврђено да су планине погодне и за лечење извесних коронарних болести, артериосклерозе и тонзилита, као и неких нервних обољења. Сада се поклања знатно већа пажња лечењу оболелих и рекреацији здравих особа њиховим боравком и аклиматизацијом на планинама.

Планинска клима на средњим висинама (600—1.200 m) делује подражујуће, а на врло великим висинама (изнад 4.500 m) чак и парализирајуће.

Алпски климат, односно клима већих висина — 1.200—2.000 m — препоручује се анемичним особама (ради повећања еритроцита и хемоглобина), млађим плућним болесницима чији је крвоток у добром стању, неурастеничарима (који не пате од „гушења" при посматрању високих и оштрих планинских врхова), уопште реконвалесцентима, особама са ранама и рањеницима ради бржег зацељивања рана (утицај ултраљубичастог зрачења — његово бактерицидно деловање), рахитичној деци и особама премореним од интелектуалног рада (*99*, 185). Висине око 1.300—1.500 m корисне су како за особе са високим тако и за оне са ниским крвним притиском, јер код многих лица алпска клима може да нормализује такве поремећаје. У неких особа нестаје сипљивост, лупање срца и бол око срца.

У свету су позната одмаралишта са алпском климом на високим платоима и блажим падинама Алпа, као што су Давос, Ароса, Сен Мориц, Халштат и друга, на Великом и Малом Кавказу Рица, Муаши, Шови, Бакуриани, Уравели, Ленинакан итд. а у Канади и САД многа мања места на падинама Стеновитих и Каскадних планина.

У Југославији постоји већи број одмаралишта са алпском климом. Типичан представник оваквог поднебља је *Жабљак* на Дурмитору. Он лежи на надморској висини од 1.450 m (највиша варошица у Југославији!), на површи језера, у крају са ливадама и четинарским шумама, са десетак планинских језера, међу којима је највеће и најлепше Црно језеро. Одмаралишта са алпском климом налазе се још у Македонији (најпознатије Попова Шапка на Шар-планини), Србији (Копаоник, Голија и др.), у Босни (Јахорина, Бјелашница и др.) и Словенији (површ Покљуке и др.).

Субалпијски климат односно клима средњих висина — 600—1.200 m — погодан је за болеснике са плућном туберкулозом, праћеном повременим искашљавањем крви (најчешће у време пролаза ваздушних фронтова, нарочито хладног), за астматичаре, болеснике са каменом у бубрегу, болеснике од хроничне пнеумоније, тонзилита и уопште за реконвалесценте (*99*, 186).

Све европске земље, са изузетком Данске, Холандије и Белгије, имају на својим територијама одмаралишта са субалпијском климом, па чак и суседна Мађарска. По субалпијској клими односно околним климатским лечилиштима познати су Салцбург, Инсбрук, Ландек и друга у Алпима, а Сурами, Борџоми, Бетанија, Кусари и друга на Кавказу, многа места у источној подгорини Стеновитих планина као што су: Шајени, Форт-Колинс, Колорадо Спрингс и друга.

У Југославији постоје многа одмаралишта са субалпијском климом (сем на територији САП Војводине). Најпознатија су у Словенији — Бегуње, Мојстрана, Гозд-Мартуљек, Језерско, Мариборско Похорје и др. У Србији су најпознатија климатска одмаралишта са субалпијским поднебљем на Златибору, Тари, Златару, Руднику, Јастрепцу, на површи око Власинског језера итд.

Клима малих висина — 300—600 m — погодна је за лечење хроничних дисајних путева, жучног камена, дијабетеса, миокардиодистрофије, стенокардије, опоравка после инфаркта миокарда, за нервозне и старије особе (*99*, 186).

Таквих места на малим висинама и погодном локалном климом има у јужној подгорини Алпа (Аскона, Локарно и друга), у северној подгорини Пиренеја (Лурд, Фуа, Прад и друга), на Шварцвалду, у суподини Карпата и на њиховим нижим падинама, на северној и јужној суподини Кавказа итд.

У Југославији постоје многа позната климатска и бањска лечилишта са климом малих висина односно климом планинских суподина. У близини већих градова таква места су најпосећенија у време викенда (Фрушка гора, Авала, Космај итд.).

*

Постоје и нека обољења која се најбоље лече на планинама, али је за то потребна *постепена аклиматизација* оболелих. Тако се астматичари најуспешније лече ако се најпре прилагоде на мање, а затим на средње и веће висине.

Сам третман лечења за поједина обољења одређује лекар — специјалиста за климатска лечења — климотерапеут.

ДЕСЕТА ГЛАВА

КЛИМА ГРАДОВА

Градови су велике људске творевине, који се битно разликују од свих осталих антропогених елемената географске средине па било да је она у низији или на голој висоравни, у прашумама екваторијалне области или у субполарним тундрама. У зависности од њихових величина у њима живе мање или веће масе људи; по подацима за 1975. годину у свету је било око 150 градова чије је становништво било веће од једног милиона. Пошто су градови већином центри индустријске (а осталих разноликих) делатности, у њима су сконцентрисана и одговарајућа енергетска постројења — термоелектране, топлане и др. Улицама великих градова крећу се хиљаде аутомобила и других саобраћајних средстава. За њихов рад потребне су огромне количине чврстих, течних и гасовитих горива. Њиховим сагарањем, као и из тела великих људских маса, ослобађа се топлота, коју нема околина градова. Стога је разумљиво што градови имају својствену климу, која се разликује од климе њихове околине. Те разлике су, по правилу, утолико веће, уколико су већи градови.

Климом градова баве се највише немачки, совјетски, амерички и јапански географи и метеоролози. Они су установили не само да сваки већи град има своју посебну климу, која се разликује од климе суседних сеоских насеља, него и да свака улица у граду има својствену климу. Пошто у градовима сада живи више од једне милијарде и 300 милиона људи, очигледно је да клими градова треба посветити много већу пажњу него што је то досад било.

1. МЕТОДЕ ПРОУЧАВАЊА КЛИМЕ ГРАДОВА

У раду „Клима града“ П. А. Крацер (*38*) истиче да „специфика предмета захтева посебне методе проучавања“. Зато се методе проучавања климе градова разликују у неким појединостима од проучавања климе ширег региона или области. Ипак, подаци метеоролошких станица остају заједнички, али се они друкчије користе. У проучавању климатских услова великих градова А. А. Лушчев (*50*) разликује две етапе; у првој се утврђују карактеристике макроклиматских фактора и вишегодишњег режима у реону где лежи град, а у другој се проучавају мезоклиматске и микроклиматске[1] особености самог града.

Рад у обе етапе има све одлике географских истраживања, што је већ одређено самом природом климатских услова, који зависе од положаја града и особености његове географске средине.

У првој етапи изучавања морају се узети у обзир разнолики захтеви које постављају грађевинске организације, многа индустријска предузећа и здравствени органи. Стога је неопходна најпре исцрпна

[1] Неки стручњаци убрајају климу градова искључиво у мезоклимате (*86*, *50*), док је други сврставају у микроклимате (*26*, *41*), а све због тога што је тешко повући јасну границу између њих. У суштини, клима града у целини убраја се у мезоклимате, а клима мањих целина у граду у микроклимате.

разрада расположивих климатских података, како по појединим метеоролошким климатским елементима, тако и по различитим њиховим међусобним односима и комплексима. Тај део задатка знатно олакшава постојање једне или више метеоролошких станица у самом граду; оне често располажу подацима вишегодишњих мерења и посматрања. Веома је добро кад се и у ближој околини града налази нека метеоролошка станица, а нарочито је погодно када клима града нема никаквих утицаја на величину метеоролошких климатских елемената, који се мере у њој. Треба истаћи да у неким случајевима постојећи подаци не могу да осветле управо оне стране климатског режима за чије су количинске показатеље посебно заинтересовани грађевинарство, енергетика и санитарно-хигијенска служба. То се односи, пре свега, на брзину ветра на нивоу врхова високих грађевинских дизалица, мреже електричних водова високог напона и истакнутих узвишења у рељефу града односно површине на којој се он гради, затим на елементе Сунчеве радијације, нарочито њеног ултра-љубичастог дела спектра, на податке о интензитету осветљења, једном од елемената тзв. светлосне климе.

У другој етапи одређују се микроклиматске особености града и уочавају узроци њихове разлике од климе околине. Проучавања у овој етапи су сложенија. Она се обављају у три правца: 1. упоредна анализа података вишегодишњих резултата посматрања стационарних метеоролошких станица, које се налазе у граду и у његовој околини; 2. организација мреже привремених или сезонских осматрачких станица на карактеристичним тачкама у граду (живље раскрснице, железничка станица индустријска предузећа итд.), као и у његовим стамбеним четвртима; 3. извођење тзв. маршрутних снимања на одређеним профилима у аутомобилима специјално опремљеним за мерење вредности појединих метеоролошких елемената. Велику помоћ у овим проучавањима могу пружити и метеорографи, који лебде изнад града испод привезаних аеростата. Изврсно је ако се располаже са више аеростата, који у исто време лебде на различитим висинама и прикупљају податке о температури ваздуха, ваздушном притиску и релативној влажности.

Најзначајнији подаци се добијају микроклиматским снимањем уз помоћ мреже привремених осматрачких пунктова. Њиховом мрежом обухвата се читав град — његови стамбени и индустријски рејони, већи тргови и паркови, вештачка језера и др. На таквим пунктовима мере се температуре ваздуха, његова влажност, брзина ветра и неки други елементи климе: осветљеност, елементи радијационог биланса — углавном ултраљубичастог зрачења, степен загађености ваздуха. При том се оваква посматрања врше на једном месту на различитим висинама и у исто време (тзв. градијентна осматрања), како би се добио увид у промену величина неких елемената са променом висине.

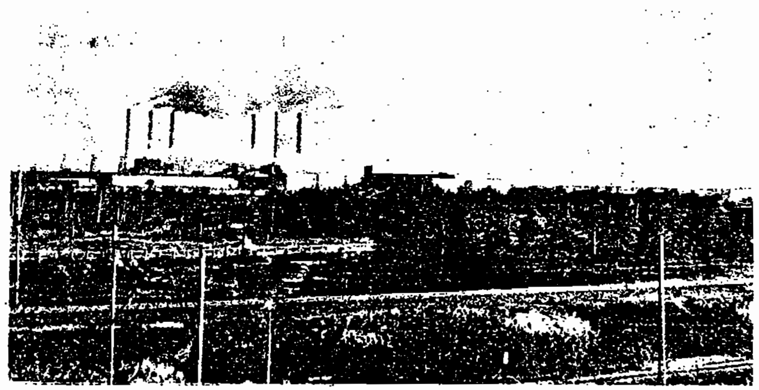
Снимања елемената климе морају се изводити у различита годишња доба. За ово је најпогодније време када је антициклонско стање; тада су, при слабим ветровима, великој инсолацији и интензивном ноћном израчивању топлоте, најизразитија микроклиматска одступања од средњих вредности климатских елемената. У току лета посматрања трају током дана свих 24 часа. Снимање треба изводити при различитим правцима ветра, а нарочито при дувању преовлађујућих ветрова сваког годишњег доба.

Ради проучавања утицаја града на излучивање падавина постављају се плувиографи како у самом центру, тако и по периферији града.

Подаци свих горенаведених проматрања омогућују да се добије детаљна карактеристика елемената микроклиме града и уоче фактори који утичу на њу у већој или мањој мери позитивно или негативно. Добивени резултати служе као основа при пројектовању нових и реконструкцију већ постојећих градских четврти, за рационалнији размештај индустријских предузећа и здравствених институција, за борбу против загађивања ваздуха и за опште побољшање хигијенских услова рада и одмора градског становништва.

2. ВЕЛИКИ ГРАДОВИ — „КАМЕНЕ ПУСТИЊЕ", АЛИ ГУСТО НАСЕЉЕНЕ

Савремени градови се одликују мноштвом грађевина, огромним површинама лимених градова и превлађивањем асфалтног покривача тла. Стога их П. А. Крацер (*86*, 201) оправдано назива „каменим пустињама", чију монотонију разбијају само мање оазе градског зеленила, а овог је утолико мање, уколико се више приближујемо центрима великих градова. Али, ове су „пустиње" густо насељене. У њима се годишње троше стотине хиљада тона угља и других горива (сл. 161), док су им улице закрчене аутомобилима, чији број у неко-



Сл. 161 — Термоелектрана хемијског комбината „Шварце Пумпе" у Немачкој Демократској Републици има снагу од 750 MW и избацује годишње у атмосферу десетине хиљада тона дима, чађи, сумпорне киселине и других загађивача атмосфере (фото Д. Дукић)

лико градова прелази преко једног милиона (у Лос Анђелосу има их 3,5 милиона — подаци за 1970. год.); аутомобили такође избацују из својих мотора велике количине гасова. Када се све то посматра у целини, није претерано ако се велики градови упореде са вулканима, који „непрекидно избацују стубове прашине, гасова и пепела" (*86*, 199) у атмосферу.

Такви „вулкани" су нарочито активни у великим индустријским регионима, у којима се градови спајају један с другим, као што је нпр. у Рурској области, Лондонском и Париском басену, у урбанизованом североисточном приморју САД (Мегалополис) итд. Само у Горњешљонском индустријском басену (Пољска) постоји 671 предузеће, које годишње потроши око 12 милиона тона каменог угља и других горива. Она леже на површини од свега 2.373 km², што је мање од половине Срема. Кроз димњаке тих индустријских предузећа избаци се годишње у атмосферу око 650.000 тона пепела и преко 170.000 тона сумпорне киселине и других хемијских једињења. А управо у оваквим градским „вулканима" живе десетине милиона становника индустријски развијених земаља. Као што се ерупције вулкана могу видети из великих даљина, по стубу дима и пепела који се издиже из кратера, тако се и положаји великих градова могу запазити са великих растојања по сиво-црвенкастој магли што као неки застор лебди изнад града; такав маглени застор одаје положај Москве и са растојања која су преко 100 km удаљена од њеног центра.

3. ВАЗДУХ У ВЕЛИКИМ ГРАДОВИМА

У ваздуху великих градова лебди већа или мања количина разноликих честица минералног или органског порекла, која га загађује. Све те честице се називају заједничким именом *аеросоли*. Највише их потиче од процеса горења и они могу да послуже као језгра за кондензацију водене паре. По подацима А. Ландсберга, које наводи П. А. Крацер (*86*, 39), у 1 cm³ ваздуха великих градова (преко 100.000 становника) има просечно 147.000 честица аеросола — кондензационих језгара, док њихов максимум достиже чак и до 4 милиона. У мањим градовима (20—50 хиљада становника) њихов број је 5—10 пута мањи. На Земљи сада постоји око две хиљаде градова са становништвом већим од по 100.000 људи. Они су огроман извор кондензационих језгара — управо као и вулкани за време својих ерупција. Мерењима је утврђено да највише кондензационих језгара има у ваздуху америчких градова, а потом у неким европским, пре свега у Глазгову, Паризу и Есену (*86*, 41).

Не треба мислити да је сеоски ваздух слободан од честица прашине или дима и других аеросола. Утврђено је да у 1 cm³ сеоског ваздуха лебди просечно око 9.500 разноликих кондензационих језгара, док апсолутни максимум достиже до 336.000. Најчистији је ваздух изнад океана и на планинама вишим од 2.000 m — просечно по 940 односно 950 кондензационих језгара у 1 cm³. Истина и тај број је променљив. Највише их је у ваздуху у јесењим и зимским месецима, а у току дана између 9 и 15 часова.

Ваздух великих градова садржи и мноштво бактерија. Грађани Париза удишу ваздух у чијем 1 m³ има на хиљаде микроба: на великим булеварима у вечерњим часовима број микроба достиже до 600.000, на Јелисејским пољима до 88.000, а на врху Ајфелове куле до 2.000 у 1 m³. Међутим, сеоски ваздух садржи у истој запремини просечно 345 бактерија. И број бактерија се мења током године и у току дана; лети их је око два пута више него зими. Једном је у Лиону било забележено у 1 m³ ваздуха у 7 часова 640 бактерија, у 12 часова 23.000, у 16 часова 75.000, а у 19 часова 88.000 бактерија односно 137 пута више него у јутру. — Поливање улица знатно смањује број бактерија у ваздуху, па је стога потребно да се оно врши што чешће. Пре поливања улица у Паризу било је једном у 14 часова 10.000 бактерија, а после поливања упола мање у 1 m³ ваздуха (*86*, 57).

4. РАДИЈАЦИЈА И СМАЊЕЊЕ ТРАЈАЊА СУНЧЕВОГ СЈАЈА У ГРАДОВИМА

Главни негативни фактор који утиче на климу градова је велика количина различитих аеросола. Те честице образују маглени застор изнад града и због њих градско небо скоро никада нема своју природну боју — тзв. небеско плаветнило, него сиво-жућкасте или сиво-црвенкасте тонове. Постојање magленог застора над градовима утиче на смањење интензитета Сунчеве радијације и на трајање Сунчевог сјаја.

По подацима које наводи *А. А. Лучичев* (*50*, 104) дим изнад Берлина апсорбује просечно око 20% ултраљубичасте радијације, у Лондону 38% — а зими и до 97%, у Лењинграду у индустријским реонима до 40%, а у осталим деловима града до 20%. Због велике садржине аеросола средњи годишњи интензитет Сунчеве светлости мањи је у Лењинграду за 40% него у суседном Павловску. Занимљиви су резултати мерења интензитета Сунчеве радијације коју су једног сунчаног дана извршила два бечка метеоролога: на торњу цркве св. Штефана у Бечу радијација је износила 1,084 cal/cm², а 72 m ниже пред црквом, само 1,022 cal/cm² или за 5,7% мање; за време овог мерења било је тихо време; када су извршили мерење на истим местима, а при јаком ветру (само два дана касније) није било скоро никакве разлике у интензитету радијације. Очигледно је, дакле, да је ветар значајан фактор величине радијације; уосталом, она је већа у селима где је брзина ветра такође знатно већа него у градовима.

Трајање Сунчевог сијања у великим градовима јако је умањено у поређењу са оним које има њихова околина. Тако нпр. Минхен има у летњим месецима преко 43 часа мање трајање Сунчевог сијања од Пухеа, који лежи 25 km западније. Слично је стање и у осталим великим градовима.

5. ТЕМПЕРАТУРА ВАЗДУХА У ГРАДОВИМА

Клима градова је врло противуречна. Трајање Сунчевог сијања у градовима је мање него у њиховој околини. Интензитет Сунчеве радијације мањи је стога у просеку за око 20%, те би у градовима требало да буде знатно хладније него у њиховој околини, али није тако.

Средња годишња температура ваздуха у градовима виша је за 0,7—1,4° С него у њиховој околини (у Москви 0,7°, Минхену 0,9°, Берлину 1,0°, Софији 1,4° С). Знатно су веће разлике у минималним температурама у граду и околини; оне износе у Лиону 1,25°, у Минхену 2,3° — исто толико и у Паризу, а у Москви 3,0° С. То је разумљиво, јер, што је време хладније, више се троши гориво за загревање, те је и температура ваздуха у граду тада виша. У Средњој Европи при интензивној Сунчевој инсолацији, која износи 52 kcal/cm² годишње (у Бечу), израчивање топлоте из грађевина, возила и људи износи 12—15 kcal/cm²; у зимским месецима последње израчивање топлоте једнако је Сунчевој инсолацији или је чак и веће од ње. По оцени Итона, коју наводи П. А. К р а ц е р (*86*, 103), 30-метарски слој ваздуха у Лондону загрева се од топлоте индустријских постројења за 1,2°, а од становништва и свих других фактора за 0,2°, односно за укупно 1,4° С.

Више температуре ваздуха у градовима него у њиховој околини су нормална појава. Градови — те велике „камене пустиње“ и „вулкани“, како их П. А. Крацер оправдано назива —, имају мало зеленила, суви су — јер падавине брзо отекну асфалтом и кроз градску канализацију —, јаче се загреју дању и губици топлоте су незнатни, пошто је испаравање мало. Ноћу, пак, застирач магле која лебди над градом служи као одличан „покривач“; он смањује израчивање топлоте града у целини. Стога је у граду и ноћу топлије него на суседним пољима и у селима. У градовима умереног климата период времена са позитивним температурама дужи је 3—8 недеља него у њиховој околини (*86*, 86). У градовима је зима краћа, те је и период загревања (ложење) просторија краћи него у селима.

Пролеће наступа раније у граду. То показују и фенолошки подаци. Тако у Минхену цветање кестена почиње око 30 дана раније него у селима у околини, а клена чак и до 35 дана раније. Цветање вишње у Минхену је око 16 дана раније него у његовој околини и П. А. Крацер (*86*, 87) сматра да њу треба узети пре као мерило у разликама локалног поднебља, него кестен и клен, који ће раније процветати уколико су ближе зидовима грађевина, те добијају и рефлектовану светлост и топлоту.

Уопште узев, уочен је јасан процес постепеног повишавања температуре ваздуха у граду у вези са његовим повећавањем. Разлике су значајне и крећу се између 0,2° (Варшава) и 1,5° С (Милано).

6. ВЕТАР И РАЗЛИКА У ВАЗДУШНИМ ПРИТИСЦИМА У ГРАДУ И У ОКОЛИНИ

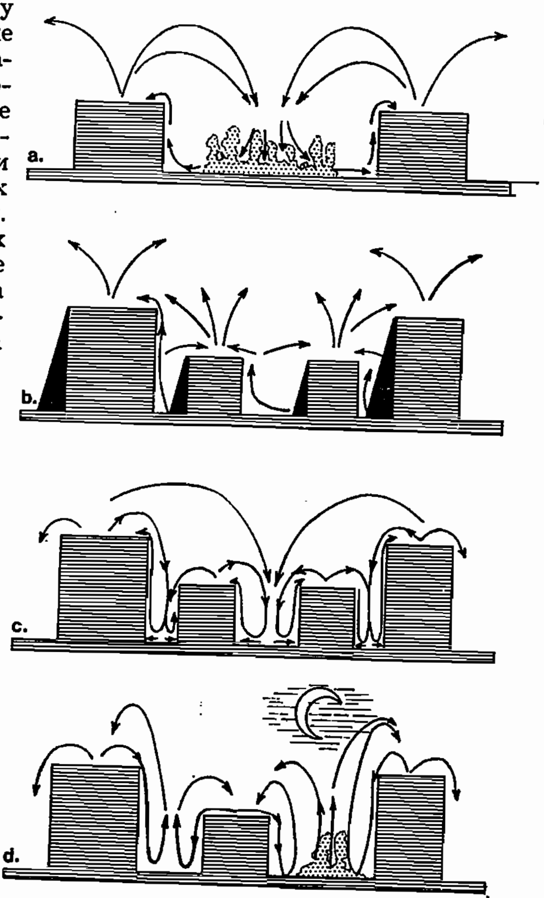
Ветар у градовима има утолико мању брзину уколико је насеље веће. То је последица повећаног трења ваздуха о врло рашчлањени „рељеф“ грађевина у граду. Тако је нпр. у центру Софије брзина ветра за 50% мања него на њеној периферији. Слично је стање у Лос Анђелосу, Детроиту и другим америчким градовима.

У време тишина изнад града се увек налази топлији и мање густ стуб ваздуха него изнад његове хладније околине. Стога град представља својеврсну сталну „депресију“, према којој струји ваздух из околине. Тако настају тзв. „сеоски ветрови“, који доносе граду чисти

са поља и из шума ваздух. Ипак, густа градска магла може да отежа слабијим ветровима продор кроз уске и често кривудаве улице у центар града, па се чисти ваздух издиже и прелази изнад те магле. Али, ако град има широке улице и дрвореде у њима, као и веће паркове, онда су ветрови у стању да разбију градску маглу и омогуће да чист ваздух са поља проструји кроз град.

Слабије струјање ваздуха за време тишина у летњим месецима може се запазити и унутар самог града, јер тада постоје осетне температурне разлике између стамбених блокова на једној и већих паркова и водених басена на другој страни. Ваздух изнад стамбених блокова је топлији те се издиже у висину, док на његово место долази свежији ваздух из паркова и изнад водених басена. У овоме се управо и састоји здравствени значај паркова и водених басена у градовима. Овај утицај се не осећа далеко, па је стога потребно да градови имају што више зеленила.

Посебно струјање ваздуха постоји на градским улицама и у двориштима, као последица разлике у загревању (сл. 162). У улицама које се пружају у упоредничком смеру најбрже се загреју кровови зграда. Топли ваздух се издиже, а замењује га други који се налази на истој висини или изнад улица. У самим улицама тада постоји струјање ваздуха од стране која је у сенци према осветљеној. Слично је струјање и у двориштима. Ноћу се ваздух најпре охлади на крововима зграда и као тежи спушта до дна улица и дворишта, истискујући топлији, који се издиже средином улица односно дворишта. У улицама које се пружају у ме-



Сл. 162 — Струјање ваздуха у градовима проузроковано разликама у загревању: a. стамбени блок — парк; b. улица смера E—W, улица — зграде; c. улица смера N—S, улица — зграде; d. зграде — двориште (ноћу)

ридијанском правцу у подне се образује симетрично кружење ваздуха. Тако се овим кретањем ваздуха, које се привидно не осећа, обнавља ваздух у улицама градова и за време тишина. Зими се оваква циркулација прекраћује, али се повећава улога ветрова. Јаки ветрови су права благодат за неке градове, који се тада „гуше" у градским маглама.

7. ВЛАЖНОСТ ВАЗДУХА ГРАДОВА

Влажност ваздуха је значајна компонента климе градова. Она је редовно мања у градовима него у њиховој околини и утолико више, уколико је град топлији од околине. У току дана је разлика у влажности ваздуха најмања у подневним, а највећа у вечерњим часовима.

Вредност средњегодишње релативне влажности у Бечу смањила се у односу на ону у околини за 20 година за 4%, у Берлину за 14 година за 6% итд. Очигледно је да је смањење вредности релативне влажности у најужој вези са порастом величине градова, његових лимених, бетонских и асфалтних површина, са којих нема шта да испари, јер падавинска вода отекне брзо у подземну канализациону мрежу.

Разлика између релативне влажности у граду и његовој околини достиже у појединим тренуцима у Берлину до 40%, у Минхену до 30% (*86*, 155) итд.

Велика количина аеросола у градском ваздуху утиче повољно на кондензацију водене паре, те је изнад градова већа облачност него изнад њихове околине; Минхен нпр. има 9 дана више тмурног времена од његове околине, а Хановер 11, дана више (*38*, 170). Насупрот томе, неки градови разбијају густе облаке изнад своје територије, те имају мањи број тмурних дана од своје околине; тако нпр. Келн има годишње 99,5 тмурних дана, а Лаверкузен у његовој околини 136,2 дана; међутим. у Келну је 43 дана више са облачношћу од 2,0—8,0 него у Лаверкузену (*86*, 170).

Утврђено је да већина градова својим високим зградама делује на образовање и кретање облака приближно као што то чине пошумљени брежуљци — успорава њихово кретање и омогућује њихову концентрацију изнад града. Стога већи градови добијају више падавина од њихове околине и суседних села.

8. ПАДАВИНЕ У ГРАДУ И ЊИХОВ ЗНАЧАЈ

Очигледно је да градови производе више кондензационих језгара од своје околине и да стога имају више падавина. Тако Москва добија 11%, а Бремен 16% више падавина него њихове околине. Ова разлика у Хонгконгу достиже чак 26,5%.

У граду су чешће непогоде у пљускови. За разлику од сеоских хатара, падавине у граду су, по правилу, без економских користи. Напротив, вода пљускова испуњава градску канализациону мрежу, плави

улице, продире у станове, причињавајући материјалне штете па чак наносећи и људске жртве. Али, хигијенски значај кише у градовима је веома велики, јер она привремено прочисти ваздух од прашине и бактерија и разбије градску маглу.

9. ГРАДСКА МАГЛА И „СМОГ"

У градовима не би требало да буде магле због повишене температуре и смањене релативне влажности ваздуха. Али, упркос томе, она је редовна појава у великим градовима и истовремено најштетнија компонента њихове климе. Она отежава вертикално струјање ваздуха и удаљавање из атмосфере града штетних по здравље шкодљивих примеса, растворених у капљицама магле: сумпор-диоксида, угљен-моноксида, флуорних једињења и др. Магла се најчешће појављује зими, посебно када је повишена релативна влажност и појачана потрошња горива ради загревања многобројних просторија у којима живе и раде становници градова.

Магле су врло честе у неким приморским областима. Знатан део великих градова развио се управо у таквим пределима. Пошто градови појачавају образовање магле, то је она у индустријским приморским градовима веома честа и густа. Када се њој прикључи дим из фабричких димњака и кућа, гасови из аутомобилских мотора и др. онда настаје смог — *сива или жућкаста загушљива магла*. Њен назив потиче од енглеских речи smoke — дим и fog — магла, дакле smoke + fog = smog. То је права несрећа за Бремен, Хамбург, Њујорк, Лос Анђелос и многе друге градове не само на морским обалама, него и у неким речним долинама.

Прво катастрофално загађивање ваздуха отпадним гасовима из фабричких димњака било је забележено прве недеље децембра 1930. год. Тада је *долина реке Маас* (Белгија) утонула у најгушћи смог на дужини од 24 km. После три дана почела је да црква стока, а преостали су људи увели у куће и затим влажним крпама затворили све пукотине. Око три хиљаде становника села Енгиса напустило је у паници своје домове, сматрајући да се људи гуше од гасова који су избили из неког немачког складишта бојних отрова, заосталог после I светског рата. Смог је трајао још два дана. Директно од последица смога умрла су 63 човека, поцркало мноштво домаћих животиња, а стотине људи су оболели од неподношљивог печења у грлу и плућима. Накнадним испитивањем ове катастрофе установљено је да су тровања људи и домаће стоке настала од сумпорног анхидрида, који се издваја при сагоревању угља са већом садржином сумпора (а такав се баш и користи у околини Лијежа односно у долини Мааса). Образовању овог смога придонела је термичка инверзија; она је онемогућила издизање дима из долине, па су катастрофалне последице биле неизбежне (57, 221—222).

Смог у долини Мааса изазвао је интересовање у целом свету, али је живот опет подсетио на ову појаву на другом континенту. Последње недеље октобра 1948. год. *град Доноре*, око 50 km јужно од Питсбурга (САД), утонуо је у густи смог. Видљивост се нагло смањила, а трећег

дана половина становника Донора (град је тада имао 14.000 становника) је јако кашљала. Али, пошто је била јесен, многи су кашаљ схватили као прехладу. У току четвртог дана број оболелих се нагло повећао, а петог дана у зору умро је први човек од овог смога; до вечери број смртних случајева повећао се на 17. Касније су умрли и други — укупно 20 људи, док је половина становника града и околине оболела од затрованог ваздуха. Тешко се разболело 1.440 људи, а неки од њих нису оздравили ни после једне године. И овде је узрок појави смога био сумпорни анхидрид, слаб ветар и термичка инверзија (57, 223).

Ипак, до сада најтежи смог, са катастрофалним последицама, погодио је *Лондон* у времену од 4. до 9. децембра 1952. год. Ево како К. Ор (Clyde Orr, професор Технолошког института државе Џорџија — САД) описује овај догађај: „По подне 4. децембра настала је магла, која се није разликовала од обичних енглеских магли. Ујутру 5. децембра магла је постала толико густа, да је човек с тешкоћом могао да види сопствене ноге ... Саобраћај је подсећао на конвој — напред је обавезно неко ишао и указивао пут аутомобилима. Крајем дана, када се ваздух заситио димом, који се издизао при сагарању 70.000 тона угља из милиона димњака стамбених зграда и фабрика, боја магле је од прљаво-беле постала мрка, а затим црна; сви су почели да кашљу. Синоптичари нису обећавали промену времена у најближим данима, јер ветра није било, а температура ваздуха изнад магле је била виша, што је повећало њену постојаност. Укратко говорећи, стање у Лондону је било слично оном, какво је било у долини Мааса и Донори.

Трећег дана стање многих људи је постало опасно по живот. Људи који су имали склоност према бронхитису или астми гушили су се од недостатка ваздуха и осећали појачане откуцаје срца. Лекари нису могли да укажу помоћ све већем броју оболелих. Преостало им је да само дају савете телефоном. Ујутро 7. децембра видљивост се смањила до невероватно мале величине — 28 cm; у правом смислу речи човек није могао да види своју испружену руку. У доковима људи каткад нису видели пут и падали су право у воду и давили се. Други залутавши, седали су било где и умирали од гушења.

Смог се нешто издигао 8. децембра, а потом опет спустио и најзад разишао ... Просечна смртност у Лондону у то време износила је око 2.000 људи недељно. У недељи смога она је достигла 4.703, а следеће недеље 3.138 лица, тј. знатно више него за време најтеже колере у Лондону 1886. год. Према процени медицинских статистичара смог је изазвао смрт најмање 4.000 људи ... Страдали су највише старци, деца и болесници од хроничних обољења органа за дисање и срчани болесници. 90% настрадалих били су старији од 45 година и око 70% преко 65 ...“ (57, 224—225).

Смог полако али сигурно гуши и *Лос Анђелос.* Клима овог града, који лежи у приобалској равници дуж калифорнијске обале Тихог океана сматрана је за једну од најбољих у свету. Скоро безоблачно небо привукло је пажњу филмске индустрије, па је у близини Лос Анђелоса саграђен највећи филмски град на свету — Холивуд. Али, када се развила индустрија за прераду калифорнијске нафте, а број аутомобила достигао око три милиона, настало је најјаче загађивање ваздуха. Само аутомобили троше дневно преко 50 милиона литара бензина и избацују у атмосферу преко 100 милиона m³ издувних гасова. Град је предузео енергичне мере против загађивања ваздуха; контролише се око 90% извора загађивања ваздуха који нису повезани са саобраћајем, али проблем аутотранспорта треба тек решавати. Стање је сада такво, да руководиоци здравствене службе Лос Анђелоса могу у случају опасности од појаве смога да забране продају бензина, нареде обуставу рада у фабрикама и чак да предложе гувернеру Калифорније да у граду објави ванредно стање (57, 231).

Смог истог типа какав је у Лос Анђелосу почео је да угрожава чак и *Хонолулу.* Према подацима К. Ора загађеност атмосфере представља озбиљан проблем за 10 хиљада градова у САД (57, 231).

После катастрофалног смога у Лондону Енглези су предузели најенергичније мере да се он више не догоди. Донет је „З а к о н о ч и с т о м в а з д у х у“. Угаљ је замењен земним гасом и у Лондону више нема смога. Са великих зграда он се види сада са једног на други крај. Сличне мере осетно су смањиле могућност појаве смога у Паризу, Питсбургу, Сент-Луису и другим градовима.

10. ПРОБЛЕМ АЕРОЗАГАЂЕЊА У БЕОГРАДУ

Ваздух у Београду је прилично загађен, нарочито при тихом и облачном времену. Поједини делови града су по степену загађености прекорачили *максимално допустиве концентрације* (скраћено МДК). То је утврђено мерењем количине сумпордиоксида, угљенмоноксида и угљендиоксида у ваздуху, као и седимената (чађ и прашина) који из ваздуха падну на тле. Овим испитивањима се приступило тек 1962. године. За испитивање су узете тачке у граду за које се већ претпостављало да су то најугроженија места, што су касније потврдили и резултати мерења.

Загађеност ваздуха Београда аероседиментима. — У атмосфери постоје чврсте честице, које раније или касније падну на тле образујући *ваздушне или аероседименте.* Хемијском анализом је установљено да ваздушне седименте у атмосфери Београда сачињавају флуориди, калцијум, сулфати, сагорљиве материје, пепео итд. Према количини ваздушних седимената изражених у mg/m²/дан интензитет загађености атмосфере подељен је у 4 степена:

I степен — до 167 mg/m²/дан — мало загађени ваздух;
II степен — 168—333 mg/m²/дан — приметно загађени ваздух;
III степен — 334—500 mg/m²/дан — знатно загађени ваздух;
IV степен — преко 500 mg/m²/дан — интензивно загађени ваздух.

Према средњогодишњим вредностима количине ваздушних седимената, сумпордиоксида (SO_2) и чађи стање на 10 одабраних тачака било је следеће (*109*):

Табл. 73.

Мерна тачка	Аеросedименти у mg/m²/дан		Сумпордиоксид SO_2 µg/m³		Чађ µg/m³	
	1973.	1974.	1973.	1974.	1973.	1974.
29. новембра 54	321	312	122	89	84	127
Проте Матеје 29	472	255	71	86	75	78
Сл. Пенезића 35	325	386	67	77	155	148
Гоце Делчева 30	251	278	25	27	39	48
Мештровићева 34	243	262	18	27	47	40
Симина 27	310	320	115	124	83	100
Др Суботића 5	215	192	84	83	66	75
Мате Видаковића 16	245	225	59	47	75	64
Краљице Јелене 22	253	259	5	33	41	53
Вукова 9 — Земун	331	262	42	37	75	77
Просечно:	297	275	61	63	74	81

Према количини аеросedимената просечна загађеност ваздуха у Београду је достигла II степен. Појединих месеци она је у IV степену: у септембру 1973. год. на тачки мерења у Ул. Проте Матеје 29 количина аеросedимената достигла је 980,8 mg/m²/дан — највећа до сада забележена у Београду. Ранијих година количина аеросedимената била је знатно већа:

Табл. 74.

Мерна тачка	1964.	1966.	1968.	1969.
1. Добрачина улица	761,4	689,0	980,6	687,2
2. Нови Београд — Ул. Л. Адамича	546,5	574,0	490,8	366,1
3. Ул. Сл. Пенезића (бр. 35)	528,8	882,4	526,2	652,5
4. Булевар Револуције (бр. 237)	529,8	576,3	433,6	587,0
5. Вилине Воде	499,0	675,4	318,0	313,3
6. Булевар ЈНА (метеорол. станица)	462,3	370,0	303,8	386,8
7. Земун (Дунавски кеј)	425,4	536,7	296,0	313,4
8. Ул. Оливерина (бр. 2)	384,8	429,5	235,4	250,1
9. Раковица — железничка станица	375,5	592,9	509,6	395,6
10. Вождовац — Гостиварска улица	337,8	428,3	228,2	*178,5*
11. Кошутњак (подвожњак)	330,7	505,0	339,2	299,2

Главни извори аерозагађења у Београду су:

1. индивидуална ложишта у стамбеним зградама (око 200.000 ложишта);
2. котларнице централног грејања (1.164 котларнице);
3. моторна возила (210.000 крајем 1974. год.);
4. железнички, речни и авионски саобраћај (годишње приспе око 54.000 путничких возова и исто толико их оде, а приспе и одлети по 10.000 авиона);
5. индустријски и занатски објекти (преко 170 индустријских предузећа и око 6.000 занатских радњи) итд.

Смањење аерозагађења према стању од пре десетак година објашњава се мањом употребом угља у грејању домаћинстава и његовим сада већ незнатним коришћењем на железници и у речном саобраћају, бољим чишћењем улица и изградњом топлана за загревање нових делова града. Ипак, стање је и даље забрињавајуће у централним деловима града, где је, у узаним улицама и са великом фреквенцијом моторних возила (у „шпицевима“ и преко 4.000 на час), ауто-саобраћај постао главни извор загађивања ваздуха нашег главног града.

Загађивање ваздуха Београда ауто-саобраћајем. — Централни делови града се одликују високим зградама, уским улицама са интензивним саобраћајем (кроз поједине раскрснице пролази преко 3.000 возила за 1 час) и застарелим начином загревања просторија у хладнијем добу године. Због тога је ваздух загађен различитим гасовима који из димњака зграда и издувних цеви мотора са унутрашњим сагоревањем доспевају у атмосферу.

Дозвољене концентрације штетних материја у ваздуху у mg/m³ (на 0°C и при притиску од 760 mm Hg) у тренутним и средњим дневним вредностима износе (*108*, 35):

Табл. 75.

Гас односно материја	Дозвољене концентрације	
	тренутне	сред. дневне
1. Сумпордиоксид	0,5	0,15
2. Чађ	0,15	0,05
3. Угљенмоноксид	3,0	1,0
4. Прашина (инертна)	0,5	0,15
5. Азотни оксид (као NO_2)	0,085	0,085
6. Олово и његова једињења (као Pb)	—	0,0007
7. Угљендисулфид	0,03	0,01
8. Угљоводоници кориговани на метан	0,125	—
9. Фотохемијски оксиданси	0,125	—

Највећа концентрација *сумпордиоксида* је у централним деловима Београда — на Дорћолу и око главне железничке станице — где преовлађују индивидуална ложишта и знатна употреба угља (са сумпором изнад дозвољене норме — до 0,7% сагорљивог сумпора) а десетак улица спада у најпрометније (Душанова, Џ. Вашингтона, Ул. 29. новембра, Македонска, Сл. Пенезића и др.). Истовремено ту је и највећа концентрација *чађи* у ваздуху. Несумњиво је да је по овим параметрима најзагађенији део Београда око главне железничке станице — Ул. Сл. Пенезића (бр. 35 — место мерења) — где је број дана са концентрацијом сумпордиоксида изнад МДК достизао до 43% годишње, а у погледу чађи чак и до 90% дана годишње!

Загађивање ваздуха *угљенмоноксидом*, који иначе избацују аутомобили, највеће је на раскрсници код „Лондона“, где је у појединим тренуцима садржина отровног угљенмоноксида превазилазила МДК за 37,7 пута, а на десетак других раскрсница од 1,3—4 пута више од МДК. Штетно деловање угљенмоноксида делује највише на саобраћајне милиционере (који раде на најживљим раскрсницама), возаче Градског саобраћајног предузећа, возаче других возила, пролазнике, као и станаре око великих раскрсница.

У недопустиво великим концентрацијама има у ваздуху још *азотоксида, формалдехида* и *олова*, који су такође веома опасни за људско здравље.

Уопште узев, у ваздуху великих градова, какав је Београд, налази се око 100 загађивача, не рачунајући у тај број поленова зрнца нити прашину природног порекла.

Аерозагађења на улицама Београда од аутосаобраћаја — просечна стања*
(упоредни преглед за период 1968—1974. год.) (*110*)

Табл. 76.

Тачка испитивања	Часовна фреквенција у „шпицу"		Угљен-моноксид CO у mg/m^3			Азотни оксид NO_x у mg/m^3			Формалдехид HCOH у mg/m^3		
	1968.	1972.	196ь.	1972.	1974.	1968.	1972.	1974.	1968.	1972.	1974
Савезна скупштина	3.114	3.852	9,8	4,8	12,2	12,4	1,3	1,6	1,9	15,7	2,4
Славија — раскрсница	3.258	4.481	4,5	3,8	12,5	5.2	1,3	1,6	0,6	13,9	3.1
Буков споменик	1.882	2.386	6,0	5,5	23,1	3.2	1,3	1,5	2,3	13,6	1,7
„Лондон" — раскрсница	2.932	3.439	7,5	6,2	13,0	6,2	1,9	2,1	2,9	14,2	3,8
Трг Републике	2.756	3.600	12,0	5,8	13,2	2,0	1,0	1,7	2,0	15,5	2,8

* МДК са CO износи 3,0 mg/m^3, за NO_x 0,085 mg/m^3 и за HCOH 0,035 mg/m^3.

Угљенмоноксид и азотни оксид потичу из бензинских мотора, а формалдехид сагоревањем дизел-горива — стога га има највише где саобраћају тешка возила и аутобуси. Резултати мерења показују да је загађеност ваздуха угљенмоноксидом забрињавајућа, азотног оксида стално изнад МДК. Опадање загађивања формалдехидом лежи у чињеници што је знатан део тешких возила скренут са главних градских саобраћајница на друге, мање прометне улице.

Загађеност ваздуха је знатно мања у новим деловима Београда, као што су Канарево и Петлово брдо, Миљаковац, Беле Воде, нова Карабурма и Нови Београд у целини. Та насеља имају топлане, као и простране улице са добрим проветравањем, па упркос све живљем саобраћају ваздух у њима је релативно чист.

Мере за заштиту ваздуха од загађивања. — Загађени ваздух изазива многа обољења, нарочито органа за дисање. Управо због тога на територији општине Стари град 50‰ становника болује од хроничног бронхитиса, а у малој Ивањици само 9‰. У центру Београда број оболелих и умрлих од рака плућа расте из године у годину; сваких 10 година тај број се удвостручује. Али, од загађеног ваздуха у Београду страдају и биљке, па и метали (од појачане корозије). Због тога су предузете многе мере ради заштите здравља становништва.

Градски савет за заштиту животне средине предузео је превентивне мере које обухватају: искључење из саобраћаја свих возила која избацују недозвољено велике количине чађи и гасова; скретање транзитног саобраћаја камиона и цистерни на кружни пут; забрана кретања путничким возилима кроз најужи центар Београда у одређене сате и дане; у улицама са већим нагибом, где год је могуће, уводи се једносмерни саобраћај моторних возила; топлане и фабрички димњаци морају да поставе специјалне филтре да би смањивале загађивање ваздуха итд. Међутим, најзначајнија мера заштите ваздуха од даљег загађивања тек предстоји — планирана је гасификација Београда, која ће се у ужем делу Београда остварити до 1980. а на целој територији града до 1985. године.

Проблем буке у Београду.[1] — Ваздух преноси буку и Београд је по бучности међу првим градовима у свету (чак и испред Њујорка). Бука се мери у *децибелима* (скраћено db). По совјетским нормативима (немамо наше) *максимално дозвољена бука* (скраћено MDB) износи у стамбеним четвртима дању 50 db, ноћу 40 db, а у становима дању до 35 db, ноћу до 30 db. Да би се разумеле поменуте јединице наведимо да граја деце у игри достиже 85 db, колико је и од пролаза 2.000 аутомобила на час равном улицом. Јак усисивач за прашину има буку од 75 db.

Мерења буке у Београду показују да нема улица у граду са буком мањом од 50 db. Просечан интензитет буке износи у Рузвелтовој улици (бр. 2) 76 db, на Булевару Револуције 75,4, у Бориса Кидрича (бр. 43) 75, у Душановој (бр. 80) 74,6 а у Маршала Тита (бр. 18) 74 db. Али нису бучне само улице; прозори са двоструким окнима смањују буку највише за 25 db, те стога бука узнемирава људе и у становима, нарочито у приземљу, нижим спратовима и зградама од армираног бетона, који повремено делује, особито где има лођија, као резонатор. Треба истаћи да су до сада наши грађевинари бринули само о топлотној изолацији, а о звучној мало или ни мало. Стога су искрсли неки проблеми изазвани превеликом буком, које Београд мора да реши ради заштите здравља својих грађана.

Систематским проучавањем изведеним у бучним и мање бучним деловима Београда Институт за хигијену, социјалну медицину и статистику Медицинског факултета у Београду дошао је до резултата који указују следеће: у бучним деловима града 74,02% становника има оштећење слуха, а у мање бучним (какав је Неимар) 60,09%; грађани који живе у најбучнијим улицама сем оштећења слуха изложени су у великом броју психијатријским обољењима (разни облици неуроза, неурастенија, дистонија и сл.), поремећајима крвног притиска и рада жлезда са унутрашњим лучењем, а у неких особа и обољења од стенокардије. Бука врло лоше утиче на оболеле од улкуса, хипертензија и дијабета; сматра се да је у неких особа бука и узрок таквих обољења. Нарочито велика опасност од буке је у чињеници да она није временски ограничена, да делује на људе и дању и ноћу, у свим годишњим добима.

Када се поуздано зна да бар половина Београђана нема потребну тишину, да бука нарушава здравље десетина хиљада људи, онда ефикасна борба против тог свугде присутног зла добија уз медицинске и социјално-политичку димензију. Политичку јер недовољно одморни људи, са оштећењима слуха, снижених рефлекса, као и других поремећаја и обољења, имају на свом радном месту, без обзира где били, смањену продуктивност из које проистичу како проблеми појединаца тако и колектива.

Имајући све то у виду Савет за заштиту животне средине града Београда дао је програм мера, које треба што пре остварити. У те мере спадају: коришћење најмање бучних средстава транспорта (бука тролејбуса је 10—15 db мања него аутобуса; забрана пролаза тешких возила кроз центар града; скретање саобраћаја из Душанове у Дунавску улицу (мање насељену), а са Панчевачког моста ка селу Вишњици и Кружном путу, на који треба усмерити и транзитни аутобуски и камионски саобраћај; јако бучне улице претворити у једносмерне; посебну заштиту од буке посветити деловима града у којима се налазе здравствене установе, школе, научне установе, терени за рекреацију итд. При подизању нових насеља користити савремена грађевинско-урбанистичка решења у борби против буке (широке улице, дрвореди са широким лишћем у два реда, просторије за одмор морају бити на супротној страни од улице, према којима се постављају просторије за дневни боравак итд.). Иде се и до тога да се лицима чије је здравље на послу угрожено буком додељују станови, према одлукама лекарских комисија, у мање бучним крајевима града.

*

Изложено стање загађивања ваздуха и буке у Београду слично је мање или више у другим великим градовима наше земље, као што су: Загреб, Љубљана, Марибор, Нови Сад, Сплит, Ријека, Сарајево, Ниш, Скопље и Приштина. Аутор је обрадио само Београд јер је управо за наш главни град располагао са највише поузданих података и материјала.

---

[1] По *106* и *107*.

11. УТИЦАЈ ЗАГАЂЕНОГ ГРАДСКОГ ВАЗДУХА НА ЗДРАВЉЕ ЉУДИ

Ваздух великих градова загађен је разним штетним материјама, које су узрочник многих обољења, нарочито дисајних органа (табл. 77). Најчешћи узрочник обољења органа за дисање су *честице прашине*, при чему су најопасније оне са величином до 5 микрона, јер оне продиру у сама плућа, док се крупније задржавају на слузници носа и бронхија. Количина прашине је неједнако распоређена у било којем насељу. На улицама већих градова у 1 m^3 ваздуха има је 3—5 mg, док у истој запремини ваздуха у робним кућама има 5—8 mg, а у биоскопима и позориштима чак и до 16 mg. *Чађ* је опасна због садржаја канцерогених материја, а одбијањем светлосних зракова утиче на нормалну функцију човековог организма. *Гасови* настали сагоревањем течних и чврстих горива и испаравањем хемијских производа угрожавају дисајне путеве, а помешани са маглом — „смог" — могу бити и узрочник смрти.

Табл. 77 — Најзначајнији загађивачи ваздуха у великим градовима, основни извори загађивања и болести које они изазивају

Загађивач	Основни извор загађивања	Болест
Прашина и угљенмоноксид	Сагоревање угља и нафте	Бронхитис и надражај слузнице органа за дисање
Угљендиоксид	Претежно рад аутотранспорта	Поремећено дисање
Угљоводоници	Рафинерије нафте и гасови из мотора	Рак плућа
Озон	Узајамно деловање ултраљубичасте радијације и продуката сагарања уз присуство катализатора	Бронхитис и надражај слузнице органа за дисање
Флуорна једињења	Рад са емајлираним посуђем, неке железаре, фабрике вештачког ђубрива и прерада боксита	Надражај коже и слузнице; загађивање пашњака
Полициклична органска једињења (нарочито 3/4. бензопирен као и алфалатички угљоводоници	Непотпуно сагарање угљоводоника	Канцерогена обољења
Берилијум	Фабрике берилијума	Гранулом плућа
Квасац, буђ; крзна, длаке и перје	Пекаре; ткачке фабрике, фабрике за прераду крзна, длаке, перја; млинови; фабрике сапуна, дувана и др.	Алергија коже и дисајних путева

Број оболелих од рака плућа повећао се за последње три деценије за 400%. Ова болест је најраспрострањенија у градовима и индустријским регионима. Енглески истраживачи су установили географску зависност између честине случајева рака плућа и броја димњака на површини од једног хектара; они су утврдили и зависност између рака плућа и дужине рада ауто-саобраћаја. Сарадници здравствене службе САД и њиховог Института за рак установили су да је најканцерозниja (изазива рак) материја *бензопирен* и да се он налази у ваздуху изнад многих градова на Земљи. Други истраживачи су дошли до закључка да дувански дим, издувни гасови из аутомобила и индустријска загађивања представљају потенцијалне узроке појаве рака плућа. Човек који много пуши, ради као шофер и живи у индустријском делу града је 120 пута у већој опасности да оболи од рака плућа него земљорадник који не пуши (57, 227).

Од загађеног ваздуха у градовима страдају не само живи организми — људи, домаће животиње (много су осетљивије од људи при појави смога) и биљке — него и метали. У индустријским градовима гвожђе рђа три пута брже него у мањим насељима. За 20 година бакар изгуби због повећане корозије 6,2%, никл 20,9%, а цинк чак 27,9% од укупне тежине. За исто време у сеоским насељима бакар изгуби 1,2%, никл 0,6%, а цинк само 2,9% од своје тежине. Дрво, памук, кожа и други материјали, који се добијају из органских материја, страдају у загађеном ваздуху од различитих киселина у гасовитом стању много брже него у чистом. Од њих се оштећује чак и грађевински материјал, као што су, нпр., пешчар, кречњак, мермер итд. Тај материјал се разара изнутра, због чега се од зграда одвајају поједини комади облоге фасада.

Све ово, а нарочито примери уништавања појединих врста лишајева, сушење четинара и смањивање тежине, односно уништавање метала под утицајем штетних материја, показују колико је неслућено опасан ваздух у великим индустријским градовима за здравље и живот његових становника. Ипак, пример успешног сузбијања смога у Лондону, чији је ваздух сада чистији него пре 200 година, показују да је сасвим могућа ефикасна заштита градског становништва од неконтролисаног загађивања ваздуха.

12. БОРБА ПРОТИВ ЗАГАЂИВАЊА ВАЗДУХА И ИЗБОР МЕСТА СТАМБЕНЕ И ИНДУСТРИЈСКЕ ЗОНЕ У ГРАДУ

Поред већ стандардних мера које се предузимају против загађивања ваздуха у градовима, предлажу се и нови начини борбе. Један од њих се састоји у одвођењу издувних гасова фабричких мотора и термоелектрана, топлана и др., не у ваздух, већ у мрежу подземних канала. Постоје и машине за пречишћавање ваздуха, које су у стању да за 1 час очисте 600.000 литара ваздуха. Концентрацијом таквих машина нарочито у загађеним рејонима знатно би се снизила опасност по здравље људи који се задржавају на таквим местима или ту раде. Такав начин борбе против аерозагађења разматра се у Француској и Западној Немачкој.

Најефикаснији начин борбе против аерозагађења у новим стамбеним четвртима је правилан избор места њихове изградње у односу на индустријску зону, нарочито ако у њој има и тзв. „прљаве индустрије". За то постоји неколико „основних" правила, која су закон за урбанисте.

1. *Стамбена зона* не сме ни по коју цену бити у области где пада чађ и дим из „прљаве индустрије" и са концентрацијама које се приближавају дозвољеним максималним нормама;

2. Ако је због супротних праваца ветрова који се јављају у области ово немогуће избећи, онда се бира место где је мања могућност загађења. Извесну заштиту од аерозагађења пружа *зелени појас*, којим се стамбена зона одваја од индустријске.

3. *Индустријска зона* у области са вертикално развијеним рељефом (нпр. испресецана пространим долинама) не би смела да лежи изнад стамбених четврти, јер би у случају стабилног времена и инверзије температуре ваздуха, дошло до „потапања" стамбене зоне у „смог" уколико индустрија не располаже апаратима за филтрирање отпадних материја — аерозагађивача.

Да би се негативни утицаји загађивача градског ваздуха свели на најмању могућу меру, треба код размештаја индустријских предузећа водити пре свега рачуна о *правцу и јачини ветра*. Код доброг избора положаја индустријске зоне у односу на стамбене четврти ветар односи отпадне гасове, чађ и дим изван града, у поља. Али, понекад такав избор је тешко учинити, а да се не штети другој компоненти — пре свега текућим водама. Нпр. у Београду преовлађује ветар из југоисточног квадранта — кошава, чија учесталост износи годишње око 200‰, а затим је, после кошаве, најзаступљенији ветар из западног и северозападног правца. Због тога би требало београдску „прљаву индустрију" поставити западно од града, где за то постоје погодни топографски услови и довољне количине подземне и савске воде. Међутим, с обзиром да су ветрови из западног и северозападног правца заступљени са 335‰ времена, требало би да „прљава индустрија" лежи источно од града. Међутим, на десној страни Дунава за то нису погодни топографски услови (велики падови и појава плазина) и нема довољно подземне воде, изузев поред самог Дунава. Али, смештај ове индустрије источно од Београда значио би извесно ослобађање реке у границама града од отпадних вода. Све то указује да рационалан избор места стамбене и индустријске зоне града није једноставан.

ЈЕДАНАЕСТА ГЛАВА

КРИПТОКЛИМА — КЛИМА ЗАТВОРЕНИХ ПРОСТОРИЈА

Човек проводи знатан део свог живота у затвореним просторијама — било на радном месту, било у стану — у којима ствара *вештачку климу*. Она се више или мање разликује од климе спољашње средине! Брук и Еванс (1956. год.) предложили су за климу затворених просторија назив **криптоклима**[1]. У зависности од географске ширине, надморске висине и годишњих доба човек подешава криптоклиму да би створио *оптималне услове за рад и одмор*. У појединим областима потребно је загревање просторија, а у другим њихова заштита од прегревања. У сваком случају делимично се мењају вредности климатских елемената у затвореним просторијама у поређењу са њиховим величинама изван њих, напољу.

Загревањем просторија надокнађује се термичка разлика између спољне и неопходне унутрашње температуре. Али, истовремено се снижава и релативна влажност ваздуха. Сем сувог ваздуха, нарочито у просторијама са централним грејањем, криптоклима се одликује и повећаном концентрацијом угљендиоксида (CO_2), нарочито у вечерњим часовима. Томе треба додати и смањену осветљеност просторија према њиховој спољној средини. Најзад, у извесним радним просторијама неопходно је да поједини климатски елементи буду практично непромењиви — одређена температура и влажност, што мање прашине итд.

У даљем излагању задржаћемо се на међуодносу клима — стан (кућа).

1. ГЕОГРАФСКА СРЕДИНА И МИКРОКЛИМА СТАНА

Познато је да животни услови човека умногоме зависе од климе — почев од исхране и одеће, места за рад и одмор, па до изградње стана са погодном микроклимом просторија. Стан односно стамбена зграда служе човеку да би се склонио од непријатних временских појава — било да је у питању изненадна непогода, велика хладноћа или неподношљива жега; али, он истовремено мора да буде и удобан за оне који у њему живе. Из тога проистичу различити савремени захтеви према структури стана — плану, оријентацији просторија, дебљини зидова, величини прозора, систему за грејање, расхлађивање и проветравање, положају стана односно зграде у постојећој средини и др.

Научно-технички прогрес у архитектури и грађевинарству омогућују оптимално усклађивање особености географске средине (одлика рељефа, геолошке грађе и сеизмичности терена, подземних и површин-

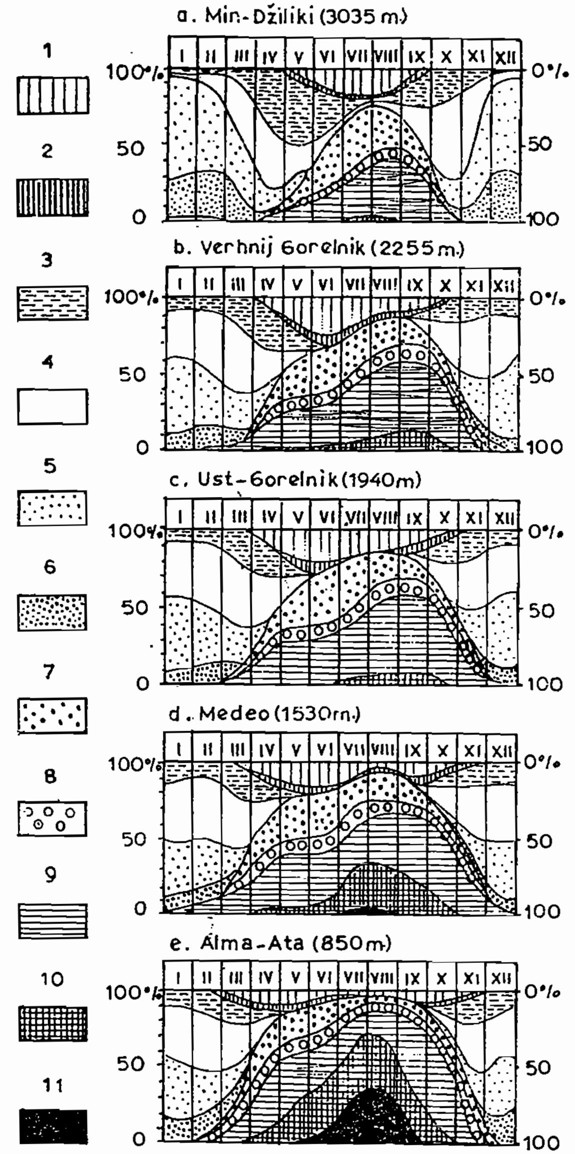
[1] Од грчких речи kryptós — скривен, потајан и klíma — нагиб (древни Грци су објашњавали климатске разлике нагибом Сунчевих зракова према Земљиној површини).

ских вода, вегетације и топоклиме — локалне климе) и криптоклиме — вештачке климе у становима, радним и другим затвореним просторијама. Савремени хигијенски нормативи изискују изградњу станова са *оптималном криптоклимом,* која изазива осећај удобности у организму човека. То је управо такво стање, када човек, лако одевен, нема осећај ни топлоте ни хладноће. У таквим микроклиматским условима терморегулациони механизам у организму нема посебних напора да би регулисао просечну температуру тела, а здрав човек је у стању да са лакоћом обавља лакше физичке послове или да се бави умним радом. Насупрот томе, у становима са непогодном криптоклимом (недовољна инсолација, лоша звучна или хидроизолација итд.) организам се излаже посебним напорима, што често проузрокује различита обољења (назебе, неуралгију, поремећаје кардио-васкуларне активности, желудачно-цревних обољења у деце итд.) и смањења радних способности. Због тога се у савременој криптоклиматологији осећаји човека у оптималној криптоклими називају још стањем *комфора,* а у непогодној криптоклими стањем *дискомфора.* У ширем социјално-хигијенском аспекту у појам комфора укључују се: архитектонско-просторно решење стана или зграде, површина и запремина стана, пропорције и висина, социјално-животни услови стана и зграде односно стамбеног блока, његова усклађеност са географском средином итд.

Обезбеђење оптималне криптоклиме односно комфора није ни мало једноставно јер у различитим климатским условима, какви постоје између Земљиних полова и екватора, требало би да стан буде добро проветраван, да има одговарајући термички режим, потребну влажност ваздуха, да је добро осветљен, да је изложен директном осунчавању у сагласности са хигијенским нормативима итд. и да се људи у њему одлично осећају у свакодневној домаћој одећи. Међутим, захтеви за обезбеђење оптималне криптоклиме нису свуда подједнаки, тј. она није стандардна. Напротив, она се мења како од навика људи, годишњих доба и низа других фактора. Тако се нпр. у Југославији у континенталном делу земље лети као оптимална температура у стану сматра она од 23—26° C, а у приморју од 22—25° C, док она у главном граду Индије, Делхију, износи 27—28° C, а у Москви 23—24° C.

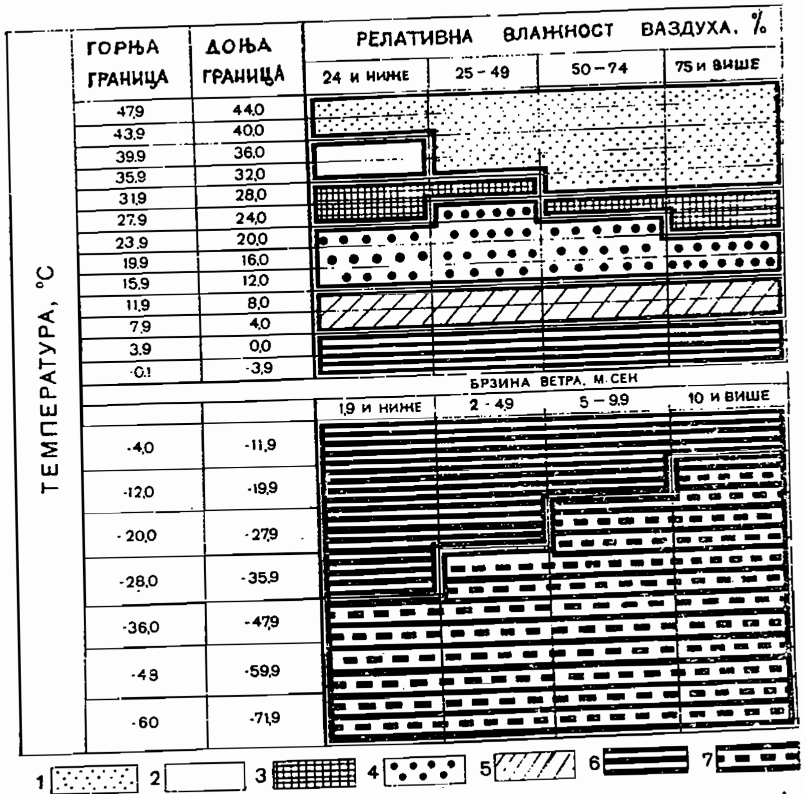
Настојећи да у стану обезбеди оптималну микроклиму архитекта је обавезан да размисли о размерама просторија, њиховој намени и оријентацији, о величини и конструкцији прозора, изолационим својствима материјала од којих се граде зидови, под и таваница (на топлоту, влагу и звук), на начин загревања, вештачко осветљавање, хлађење и проветравање. При пројектовању стамбених зграда архитекти узимају у обзир климатске елементе, али појединачно: температуру и влажност ваздуха, брзину и правац ветра, радијацију, падавине итд. Све је то потребно при прорачунавању елемената зграде, јер, да би се зими обезбедила оптимална температура у стану у Иркутску дебљина зидова од цигле мора бити већа од 60 cm, у нас 30—38 cm, а у Паризу мање од 30 cm.

При пројектовању зграда користе се многи климатски елементи. Њихова обрада је обиман посао и обавља се посебно за свако место. Стога се у новије време у разматрање узима све више *анализа учесталости појединих типова времена током године,* који карактеришу климу одређеног места или краја (сл. 163).



Сл. 163 — Клима Алма-Ате и њеног планинског залеђа у типовима времена (по Чубукову): 1 — кишно, 2 — тмурно, 3 — облачно са температуром ваздуха изнад 0° C, 4 — сунчано са температуром ваздуха изнад 0° C, 5 — мразно са температуром ваздуха до —12,4° C, 6 — врло хладно — температуре ваздуха од —12,5 до —22,4° C, 7 — облачно дању, мало облачно ноћу, 8 — сунчано умерено-влажно време са ноћном облачношћу, 9 — сунчано умерено-влажно и влажно време, 10 — сунчано жарко и суво, 11 — сунчано, врло жарко и врло суво време — температура ваздуха виша од 22° C, релативна влажност мања од 40%.

Клима, као *режим типова времена*, представља се у процентима учесталости
и трајања сваког типа времена. Тако нпр. на профилу Алма-Ата (850 m) — Мин
Цилики (3035 m) уочавају се разлике у трајању појединих типова времена, који
проистичу због висинских разлика 5 метеоролошких станица: лети у Алма-Ати
преовлађују 10. и 11. тип времена (на сл. 163) — сунчано, жарко и суво односно
сунчано, врло жарко и врло суво време (температура ваздуха виша од 22°C, релативна влажност ваздуха мања од 40%); оба типа времена заступљена су средином лета са преко 50% учесталости, па пројектант мора да води рачуна о заштити
станова од прегревања. На метеоролошкој станици Медео (1530 m), познатом центру за такмичење у клизању на леду, 10. и 11. тип времена су лети знатно мање
заступљени — први са око 5%, а други са око 30%, али зато преовлађује сунчано, умерено-влажно и влажно време — у августу преко 30%, а у септембру преко
40% учесталости. На највишој станици, Мин-Цилики (3035 m), лети преовлађују
два типа времена, са укупном учесталошћу од преко 65% — сунчано. умерено-влажно и влажно време и облачно дању, а мало облачно ноћу; са преко 20%
учесталости заступљен је и трећи тип времена — кишно. Већ од метеоролошке
станице Медео. а поготову од Уст-Горелника (1940 m) пројектант зграде мора да
води рачуна о њиховом умереном проветравању лети, а добром загревању зими,
када се појављују два хладна типа времена (са температурама до —22,4°C) и
укупном учесталошћу на Медео око 45%, а на Мин-Цилиси са 90%.



Сл. 164 — Класификација временских услова коришћених за типизацију станова (по А. А. Гербурт-Гејбовичу): 1 — жарко (влажно) време, 2 — жарко суво време, 3 — топло време, 4 — удобни или комфорни услови (време), 5 — прохладно време, 6 — хладно време, 7 — сурово време

Полазећи од таквог представљања климе, совјетски специјалиста за грађевинску климатологију А. А. Гербурт-Гејбович (24) и његови сарадници (23) издвојили су ради прегледности анализе криптоклиматских услова на Земљиној површини 7 *различитих типова времена* (сл. 164), заступљених у 7 *климатских појасева* (табл. 55) — према климатској класификацији Б. П. Алисова (сл. 165), са *четири карактеристична режима коришћења станова* односно стамбених зграда (сл. 166).

А А. Гербурт-Гејбович издваја следеће типове времена: удобно (комфорно), прохладно, хладно, сурово, топло, жарко суво и жарко влажно; њихове битне карактеристике представљене су шематски на сл. 164.

Разумљиво је, уколико је у одређеном месту више месеци са суровим временом, а у другом са топлим, односно жарким и сувим временом, да се у режиму коришћења станова мора поступити на супротне начине: у првом је потребна изолација од хладноће и обезбеђење загревања просторија, а у другом се намеће њихово успешно проветравање и расхлађивање. Зато је А. А. Гербурт-Гејбович предложио, без обзира на разнолике временске услове на Земљи, само четири карактеристична режима коришћења станова у сврху стварања оптималних криптоклиматских услова: отворени, полуотворени, затворени и херметички; њихове битне особености приказане су на сл. 166.

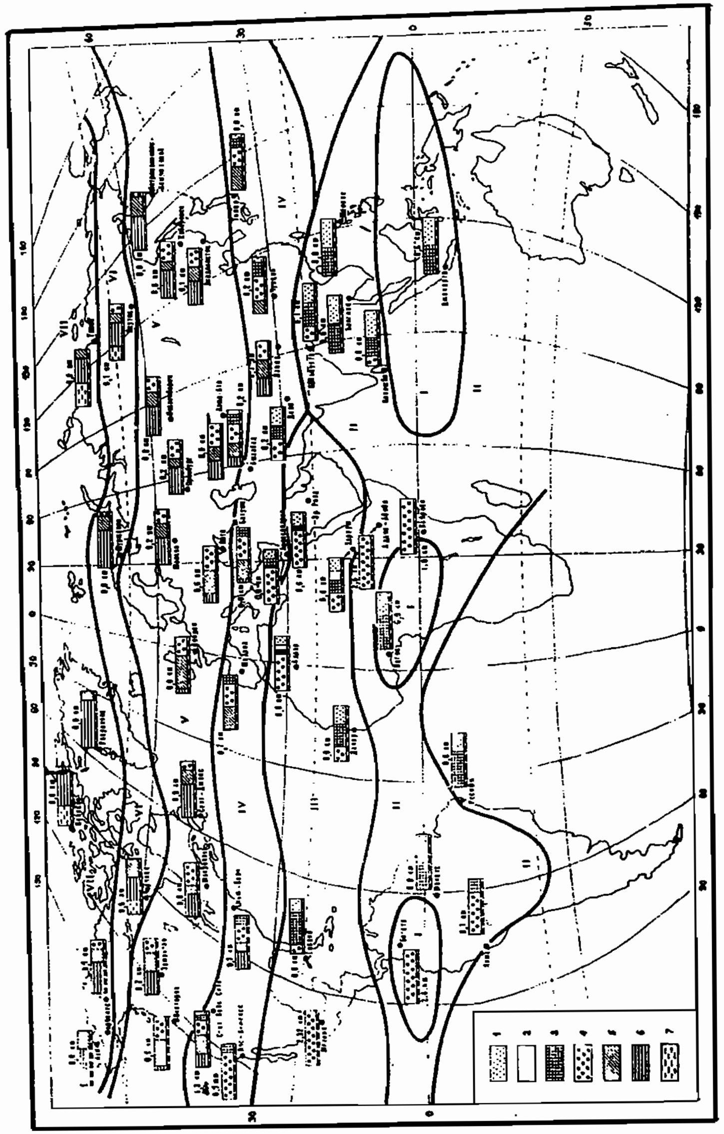
У даљем тексту изложићемо главне особености савременог коришћења станова ради обезбеђења најповољнијих криптоклиматских услова на нашој планети — од екватора па до високих географских ширина (сл. 165).

I. Криптоклима у екваторијалној области (I на сл. 165). — На равницама преовлађује жарко-влажно и топло време (Абиџан, Лагос, Дуала, Сингапур, Понтиак, Џакарта итд.). Све стамбене зграде се потчињавају једном правилу: треба да се добро проветравају, а штите од падавина и сунца крововима и настрешицама. Међутим, у локалној клими су честе оморине (сл. 155), па у таквим областима је немогуће обезбеђење комфорне криптоклиме класичним начинима проветравања.

У областима са жарко-влажним и топлим временом примењује се у новије време све више вештачко расхлађивање просторија уз помоћ уређаја за аклиматизацију (air-condition). Оне су херметички затворене и изоловане од спољне топлоте и превелике влажности. Прозори су затворени и заштићени од сунца, а проветравање се обавља помоћу вентилатора у цеви (ж на сл. 166).

Шира примена оваквог обезбеђивања оптималне криптоклиме у екваторијалној области за сада не долази у обзир, пошто су у њој углавном економски недовољно развијене земље. Стога је сиромашније становништво принуђено да често подноси недаће од оморина.

II. Криптоклима у појасу екваторијалних монсуна (II на сл. 165) одликује се са два различита доба: кишним (најчешће летњим месецима) и сувим (зими). Временски услови у кишном периоду исти су као у екваторијалном појасу (лети екваторски ваздух маритимног порекла прекрива субекваторијални појас): дању је жарко, а ноћу топло (Маракаибо, Џорџтаун, Ресифе, Коломбо, Банкок, Манила итд.). У сувом



Сл. 165 — Трајање различитих временских услова који одређују режим коришћења стана за низ градова на Земљи (по А. А. Гербурт-Гејбовичу). Климатски појасеви: I — екваторијални, II — субекваторијални, III — тропски, IV — суптропски, V — умерени, VI — субарктички, VII — арктички (границе климатских појасева дате су према класификацији климата Б. П. Алисова). 1 — жарко (влажно) време, 2 — жарко суво време, 3 — топло време, 4 — комфорни (удобни) временски услови, 5 — прохладно време, 6 — хладно време, 7 — сурово време

периоду временски услови су повољнији (тада су ове области под утицајем субтропских ваздушних маса): дању је жарко, а ноћу удобно (Лима, Калкута).

У појасу екваторијалних монсуна зграде морају да у микроклиматском погледу задовоље два различита типа времена, карактеристична за екваторијални и тропски појас: у сувом периоду дању потребна је изолација унутрашњих просторија од спољне средине; стога се зидови и кров праве од материјала који је добар топлотни изолатор, док су прозори мали; ноћу се за спавање користи двориште или кров. Међутим, потребно је добро проветравање просторија, па стога неке имају прозоре на супротним зидовима; испод настрешица праве се и веранде (д на сл. 166).

У земљама које леже у појасу екваторијалних монсуна је немогуће обезбедити комфорну криптоклиму без примене уређаја за кондиционирање ваздуха. Примена вентилатора ради повећања струјања ваздуха незнатно побољшава биоклиматске осећаје људи, али се тиме проблем комфорне криптоклиме не решава.

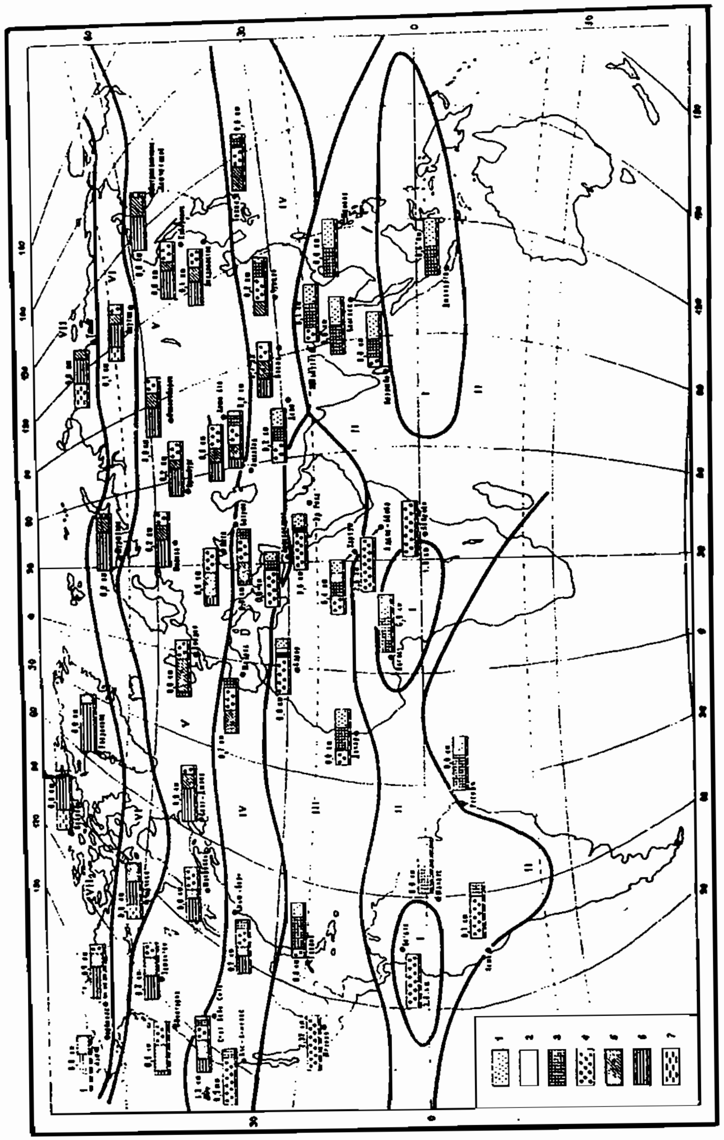
На острвима и океанским приморјима, крај којих теку хладне морске струје, нема потребе да се станови вештачки расхлађују, већ се главна пажња обраћа њиховом што бољем проветравању. У планинским крајевима субекваторијалног појаса вештачко расхлађивање просторија је практично непотребно, јер се просторије ноћу расхлађују ваздухом који се спушта низ планинске падине и долине (Богота, Адис Абеба), али је у хладнијем (сувом) делу године каткад потребно загревање просторија.

III. Криптоклима у тропском појасу (III на сл. 165. — Области око повратника се одликују сувим поднебљем: дању је жарко — температура ваздуха достиже и преко 40°C у хладу, док је зими ноћу прохладно. У овим областима су дуго грађене зграде са фасадама без прозора, што је олакшавало заштиту просторија од сувишне радијације и врелих ветрова који доносе прашину и песак из пустиња. Прозори и врата су окренути ка потпуно затвореном дворишту са покривеном галеријом дуж дворишне стране зграде. У самом дворишту често су постављана мањи басени или фонтане.

Последњих година граде се често зграде без традиционалних дворишта са становима прилагођеним за затворени режим коришћења — чак више него у екваторијалном појасу. То олакшава примену вештачког расхлађивања просторија (д на сл. 166). Температуру ваздуха снижавају и пропуштањем ваздуха кроз влажни филтер (Хартум, Ер-Ријад, Адрар и др.). Ипак, коришћење уређаја за аклиматизацију је још увек привилегија имућнијих слојева.

IV. Криптоклима у суптропском појасу (IV на сл. 165). — Овај појас се одликује жарким летом и благом зимом (Лисабон, Мадрид, Дубровник, Ашхабад и др.). Знатан део године време је погодно за становнике субтропског појаса, али је лети и дању потребно расхлађивање просторија, а зими њихово загревање ради обезбеђења оптималне криптоклиме.

При планирању станова и зграда узимају се, углавном, временски услови карактеристични за лето. Неопходно је добро проветравање просторија, али и њихова заштита од директног сунчевог зрачења; по-



Сл. 165 — Трајање различитих временских услова који одређују режим коришћења стана за низ градова на Земљи (по А. А. Гербурт-Гејбовичу). Климатски појасеви: I — екваторијални, II — субекваторијални, III — тропски, IV — суптропски, V — умерени, VI — субарктички, VII — арктички (границе климатских појасева дате су према класификацији климата Б. П. Алисова). 1 — жарко (влажно) време, 2 — жарко суво време, 3 — топло време, 4 — комфорни (удобни) временски услови, 5 — прохладно време, 6 — хладно време, 7 — сурово време

периоду временски услови су повољнији (тада су ове области под утицајем субтропских ваздушних маса): дању је жарко, а ноћу удобно (Лима, Калкута).

У појасу екваторијалних монсуна зграде морају да у микроклиматском погледу задоволье два различита типа времена, карактеристична за екваторијални и тропски појас: у сувом периоду дању потребна је изолација унутрашњих просторија од спољне средине; стога се зидови и кров праве од материјала који је добар топлотни изолатор, док су прозори мали; ноћу се за спавање користи двориште или кров. Међутим, потребно је добро проветравање просторија, па стога неке имају прозоре на супротним зидовима; испод настрешица праве се и веранде (д на сл. 166).

У земљама које леже у појасу екваторијалних монсуна је немогуће обезбедити комфорну криптоклиму без примене уређаја за кондиционирање ваздуха. Примена вентилатора ради повећања струјања ваздуха незнатно побољшава биоклиматске осећаје људи, али се тиме проблем комфорне криптоклиме не решава.

На острвима и океанским приморјима, крај којих теку хладне морске струје, нема потребе да се станови вештачки расхлађују, већ се главна пажња обраћа њиховом што бољем проветравању. У планинским крајевима субекваторијалног појаса вештачко расхлађивање просторија је практично непотребно, јер се просторије ноћу расхлађују ваздухом који се спушта низ планинске падине и долине (Богота, Адис Абеба), али је у хладнијем (сувом) делу године каткад потребно загревање просторија.

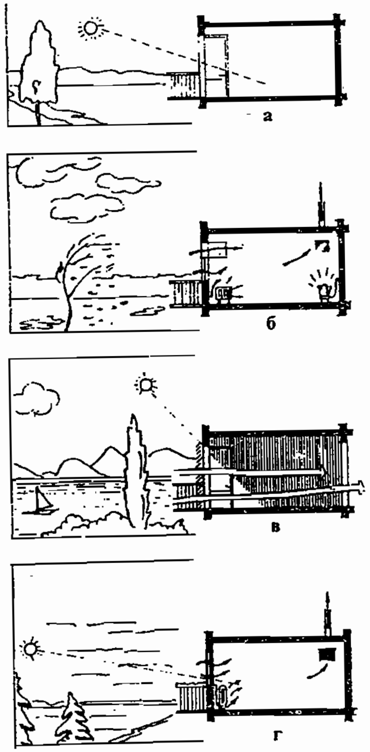
III. Криптоклима у тропском појасу (III на сл. 165. — Области око повратника се одликују сувим поднебљем: дању је жарко — температура ваздуха достиже и преко 40°C у хладу, док је зими ноћу прохладно. У овим областима су дуго грађене зграде са фасадама без прозора, што је олакшавало заштиту просторија од сувишне радијације и врелих ветрова који доносе прашину и песак из пустиња. Прозори и врата су окренути ка потпуно затвореном дворишту са покривеном галеријом дуж дворишне стране зграде. У самом дворишту често су постављана мањи басени или фонтане.

Последњих година граде се често зграде без традиционалних дворишта са становима прилагођеним за затворени режим коришћења — чак више него у екваторијалном појасу. То олакшава примену вештачког расхлађивања просторија (д на сл. 166). Температуру ваздуха снижавају и пропуштањем ваздуха кроз влажни филтер (Хартум, Ер-Ријад, Адрар и др.). Ипак, коришћење уређаја за аклиматизацију је још увек привилегија имућнијих слојева.

IV. Криптоклима у суптропском појасу (IV на сл. 165). — Овај појас се одликује жарким летом и благом зимом (Лисабон, Мадрид, Дубровник, Ашхабад и др.). Знатан део године време је погодно за становнике субтропског појаса, али је лети и дању потребно расхлађивање просторија, а зими њихово загревање ради обезбеђења оптималне криптоклиме.

При планирању станова и зграда узимају се, углавном, временски услови карактеристични за лето. Неопходно је добро проветравање просторија, али и њихова заштита од директног сунчевог зрачења; по-

жељно је да стану припада и нека отворена просторија. Зграде су приземне и вишекатнице: на прозорима су ролетне, а на многим фасадама су и брисолеји.



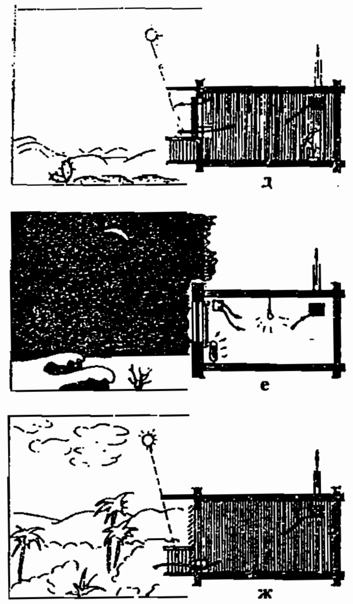
Сл. 166 — Главни режими коришћења станова који обезбеђују удобни криптоклимат и њима одговарајуће класе времена (по А. А. Гербурт-Гејбовичу и др.):

а — *Отворени режим. Комфорни (удобни) временски услови.* Стан је отворен према спољној средини и практично нема климозаштитну функцију. Човеку на улици непотребна топла одећа;

б — *Полуотворени режим. Прохладно време.* Веза стана са спољном средином је унеколико ограничена: прозори су затворени; проветравање се обавља кроз пукотине између крила прозора или кроз посебни прозорчић („форточку") а ваздух из просторије излази кроз вентилациони канал. Неопходно загревање. На улици се користи одећа прелазних годишњих доба;

в — *Полуотворени режим. Топло време.* Стан заштићен од сунца (на прозорима ролетне). Активно струјање ваздуха у просторији (0,2—0,5 m/sec) кроз прозоре или врата на супротним странама односно уз употребу вентилатора. Отворене просторије (лође). На улици се носи лака одећа;

г — *Затворени режим. Хладно време.* Нема непосредне размене топлоте са спољном средином. Спољни зидови и кров су од доброг термоизолационог материјала. Прозори су затворени и са двоструким стаклима. Ваздух притиче кроз пукотине између прозорских крила, а излази кроз вентилациони канал. На улици се носи зимска одећа;



д — *Затворени режим. Суво жарко време.* Стан је изолован од спољне средине, сав у сенци (изнад врата настрешица). Добра термоизолација. Ваздух продире кроз пукотине између прозорских окана, а излази кроз вентилациони канал. Вештачко хлађење без снижавања влаге у ваздуху. На улици се носи лака и светла одећа;

е — *Херметички режим. Сурово време.* Стан је потпуно изолован од спољне средине, а гради се од најбољег термоизолационог материјала. Прозори су затворени и прекривени унутрашњом ролетном. Непрекидно загревање просторија (централно грејање). Проветравање сложено: кроз посебан отвор улази топли и довољно влажни ваздух, а излази кроз вентилациони канал. Боравак изван стана временски је ограничен; потребна је посебно топла обућа и одећа. Између станова и различитих предузећа и институција граде се топли пролази — ходници;

ж — *Херметички режим. Жарко време* са повећаном или нормалном влажношћу ваздуха. Стан је потпуно изолован од спољне средине. Спољни зидови и кров су од доброг термоизолационог материјала. Прозори су затворени и споља заштићени од директног Сунчевог зрачења. Ради уређај за кондиционирање који хлади и ослобађа спољни ваздух од сувишне влаге, а ваздух из стана излази кроз вентилациони канал. На улици је потребна минимална одећа.

Режим коришћења и обезбеђења оптималне криптоклиме у становима субтропског појаса зависи у многоме од влажности лета. Тамо где је оно влажно (Токио, Шангај, Чункинг и др.) неопходна је трансформација стана помоћу покретних преграда: лети је максимално проветравање када се преграде уклоне, а зими се опет враћају, да би се загревањем просторија у прохладном периоду обезбедила потребна температура.

За суптропски појас је типичан полуотворени режим коришћења просторија (в на сл 166). Треба још истаћи да су прозори на зградама у пустињи мали, јер се просторије проветравају само ноћу, а на топлим и влажним приморјима, где је проветравање непрекидно они су често врло велики — каткад их замењују вратима у стаклу (на балконима) па су такве просторије углавном отворене.

V. Криптоклима у умереном климатском појасу (V на сл. 165). — Изразита годишња доба и велика циклонска активност, нарочито зими, битне су одлике поднебља овог појаса. Наилазак серије циклона проузрокује брзе промене различитих типова времена. Стога су заштита од хладноће, ветра, кише и снега главна климатска функција стана.

Период удобних (комфорних) осећаја према топоклими траје највише 3—5 месеци, а осећаји прохладног и хладног времена се повећавају од приморја ка унутрашњости континента са трајањем од 4—8 месеци годишње. У целом појасу је заступљен полуотворени режим коришћења станова (б на сл. 166). Проветравање просторија обавља се лети отварањем врата и прозора, а зими у севернијим крајевима умереног климатског појаса кроз посебно грађени прозорчић — тзв. „форточку" (Лењинград, Москва, Новосибирск и др.). Период загревања станова почиње после прва три дана са средњом температуром ваздуха нижом од 12°C — у јужним крајевима овог појаса то су први дани октобра, а у северним најчешће половином септембра. Престанак загревања просторија почиње после тродневних појава температуре ваздуха више од 12°C — у јужним крајевима у трећој декади марта, а у северним у трећој декади априла.

Ради скраћивања периода загревања просторија у неким земљама је забрањена изградња стамбених просторија окренутих ка северу (СССР, Енглеска, Пољска и др.), да би се користило и Сунчево директно зрачење и загревање просторија. Ипак, овакав начин загревања значајан је само за јужнију половину умереног климатског појаса.

Треба истаћи да су у умереном климатском појасу у трци за „архитектурном модом" честе грађевине у стаклу и алуминијуму. „Застакљивање" зграда погоршава криптоклиму како зими (утицај хладног ваздуха кроз велике стаклене површине осећа се и на неколико метара од прозора), тако и лети (сувишно загревање сунчевом радијацијом уз појаву ефекта „стаклене баште"). Такве зграде се могу видети у скоро сваком граду умереног климатског појаса — у Београду, Паризу, Москви . . .

VI. Криптоклима субарктичког појаса (VI на сл. 165). — Већи део године преовлађује хладно време (Мурманск), које зими у континенталним областима прелази и у сурово — температуре ваздуха ниже од —36°С (Јакутск, Черчил и др.). Лето је кратко, мада максималне дневне температуре достижу и преко 20°С (у Јакутску преко 30°С), али је и оно, у основи, прохладно.

Дуготрајна зима (око 8 месеци) угрожава становништво појавом тзв. „сунчаног гладовања", које се испољава у низу физиолошких поремећаја у организму — почев од преосетљивости коже до опасног смањења количине калцијума у крвној плазми, појаве рахитиса и повећаног броја кариеса зуба. Зато су у свим насељима субарктичког појаса, а нарочито у великим градовима, као што су Мурманск, Воркута, Магадан и други, не само у болницама него и у већим радним организацијама, издвајају се посебне просторије у којима се, под надзором лекара, људи излажу деловању ултраљубичастих зракова из тзв. кварц-лампи. Такве просторије се називају „фотаријуми".

У субарктичком појасу је заступљен затворени режим коришћења станова (г на сл. 166) ради обезбеђења оптималне криптоклиме. Прозори су затворени, а окна имају двострука стакла ради боље термоизолације. Неопходно је стално загревање и природно проветравање кроз мање отворе у зиду, док свежи ваздух притиче кроз непопуњене минималне пукотине у прозорима. Сем тога, у суровим зимским условима веома су погодни топли пролази између стамбених просторија и мреже продавница, дечјих установа итд. Томе се супротстављају поједини лекари, указујући да сувишна изолација од спољне средине отежава аклиматизацију човека према суровим климатским приликама какве су зими у субарктичком односно субантарктичком појасу.

Због малог садржаја водене паре у зимском ваздуху субарктичког појаса неопходно је обезбеђење релативне влажности ваздуха у просторијама од најмање 25%, јер при мањој влажности почиње осећај неудобности.

VII. Криптоклима у арктичком појасу (VII на сл. 165, 7. на сл. 164). На далеком северу (и југу) у току хладније половине године заступљено је сурово време, а у топлијој половини године хладно или прохладно (Тикси, Казачје, Амбарчик, Бароу, Крејг Харбур, Исаксен и др.). Појас је практично ненастањен, нарочито антарктички, где једине становнике сачињавају учесници научних експедиција.

У арктичком појасу (и антарктичком) са суровим временом заступљен је херметички режим коришћења станова (е на сл. 166). Они су потпуно изоловани од спољне средине, у којој се зимске температуре ваздуха спуштају знатно испод —36°С — на Антарктику и испод —80°С. Прозори имају три слоја стакла, а са унутрашње стране су покривени било посебном ролетном, било пунијом тканином (само зими). Потребно је загревање просторија током целе године; за проветравање просторија служе посебни вентилатори, а свеж ваздух се претходно загрева и влажи па тек онда улази у стамбене и радне просторије. Између појединих зграда праве се затворени ходници, који се такође загревају, јер је боравак човека на температурама нижим од —36°С временски ограничен чак и при тихом времену. Осећај суровости поднебља појављује се већ на температури ваздуха од —20° ако је брзина ветра већа од 10 m/sec (7 на сл. 164).

*

Проучавањем лекара-хигијеничара за стамбене просторије установљена је зона удобног осећаја човека у границама од 17—26°С и релативне влажности ваздуха од 30—60%. У жарким областима граница зоне удобног осећаја може да се помери до 28°С и релативне влажности ваздуха од 25—50%. Израчивање топлоте од људи, светиљки и апарата у домаћинству може да повиси температуру у термички добро изолованим просторијама за 4—5°С. На тој појави се управо и заснива доња граница удобног осећаја криптоклиме од 12°С (*24,* 29).

2. ОРИЈЕНТАЦИЈА ЗГРАДА У СВРХУ КОРИШЋЕЊА ОПТИМАЛНИХ КРИПТОКЛИМАТСКИХ УСЛОВА КЛИМАТСКИХ ЕЛЕМЕНАТА

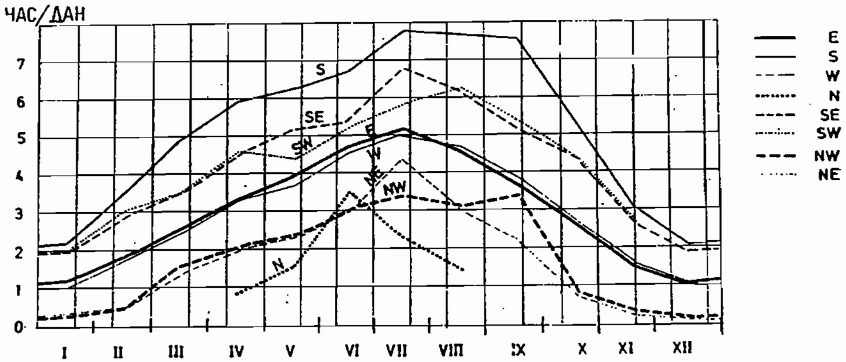
Инсолација је врло значајан посредни хигијенски и термички фактор, па јој због тога треба посветити посебну пажњу — нарочито када су у питању стамбене зграде, школе, болнице и неке радне просторије. Правилна процена биоклиматских утицаја инсолације је веома значајна за конструктивно решење унутрашњег плана зграде, на дубину просторија,[2] оријентацију соба за дневни боравак, спавање итд. На тај начин особености инсолације утичу и на економику градње, а касније и на режим коришћења одређених просторија.

Савремени хигијенски нормативи за грађење градских стамбених зграда захтевају од архитекте такво решење пројекта, чије остварење треба да обезбеди оптималну директну инсолацију просторија. У ту сврху су поједине државе прописале *минимално трајање директног осунчавања просторија* у часовима на дан и за одређени период.

Минимално трајање директног осунчавања просторија износи у Југославији 3 часа дневно у периоду од 9 месеци годишње (од 15. фебруара до 15. новембра), у Совјетском Савезу такође 3 часа дневно али

[2] Растојање између прозора и наспрамних зидова.

за период од 6 месеци годишње (од 22. марта до 22. септембра). У Француској, Холандији и Пољској овај минимум износи 2 часа дневно у периоду од 9 месеци годишње (фебруар—октобар). С обзиром на географску ширину ових земаља минимално трочасовно директно осунчавање просторија траје у Француској од априла до августа, а у Холандији и Пољској од марта до септембра. У Енглеској, Белгији и СР Немачкој минимално трајање директног осунчавања просторија износи 1 час дневно у току целе године, а 3 часа од марта до септембра. Исти минимум у Шкотској износи 1 час дневно у периоду од 10 месеци годишње (јануар—новембар) с тим да од марта до септембра не буде краћи од 3 часа дневно (*53*, 16—17).



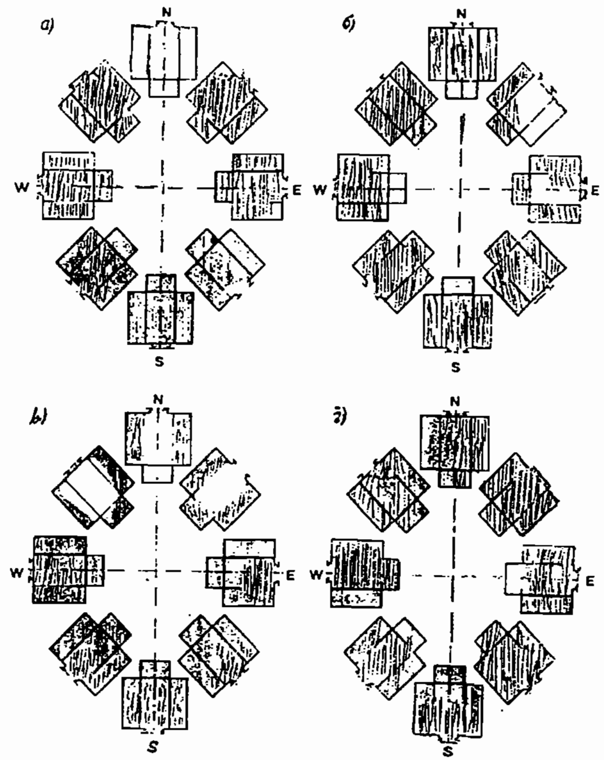
Сл. 167 — Трајање осунчавања вертикалних површина (зидова и прозора) различите оријентације за 45° с. г. ш. у часовима на дан (уз просечну облачност неба)

На сл. 167 приказано је трајање осунчавања вертикалних површина односно зидова и прозора различите оријентације за 45° с.г.ш. у часовима на дан. Очигледно је да најдуже директно осунчавање имају просторије чији су прозори окренути према југу (од половине јула до половине септембра преко 7 часова дневно), а потом југоистоку и југозападу. Умерено осунчавање имају вертикалне површине оријентисане ка истоку и западу (од половине маја до прве декаде септембра преко 4 часа дневно). Знатно мање је осунчавање зидова и просторија оријентисаних североистоку и северозападу, а минимално ка северу.

На дужину трајања инсолације у просторијама утичу још рељеф и растојање (l) између зграда. На равном земљишту, а у географским ширинама од 35 до 75° растојање између зграда треба да износи три висине (h) зграде која заклања Сунце односно 3h ако су оне подигнуте у смеру исток—запад. За зграде саграђене у смеру север—југ ово растојање се повећава до 4h.

Растојање између зграда треба још више да се повећа на осојним падинама, а мање на присојним. Колико ће бити повећање односно

смањење растојања између зграда зависи од нагиба падина (i), висине зграде која заклања сунце (h) и променљиве величине n која зависи од азимута прозора.[3]



Сл. 168 — Површина и дубина инсолације соба оријентисаних на 8 страна хоризонта (по Б. А. Дунајеву). Инсолација је приказана за под, бочне стране и задњу — све три положене у равни пода; 40° с. г. ш. — а) јун, б) децембар; 70° с. г. ш. — в) јун, г) децембар

[3] Растојање (l) између зграда које леже паралелно и на осојним падинама израчунава се по обрасцу $l = \frac{nh}{1-ni}$, а на присојним по формули $l = \frac{nh}{1+ni}$. Тако нпр. при азимуту од 120° и растојању између зграда од 2h на падини нагиба 10% растојање између суседних паралелних четороспратних зграда износи на присојној падини $l = \frac{2 \cdot 12\,m}{1 + 2 \cdot 0{,}1} = \frac{24}{1{,}2} = 20$ m, а на осојној $l = \frac{2 \cdot 12\,m}{1 - 2 \cdot 0{,}1} = \frac{24}{0{,}8} = 30$ m.

У градовима се често одступа од изложених норматива који треба да обезбеде прописани минимум директног осунчавања просторија — у нас 3 часа дневно (сем зиме, када је оно краће). Због тога је смањена бактерицидна ефикасност сунчевих ултраљубичастих зракова, која је у градовима са замућеном атмосфером мања за 20—40% у односу на суседна села. То је један од разлога што у ваздуху великих градова (преко 100.000 становника) има десетак пута па и више различитих бактерија, међу њима и доста патогених, него што је у ваздуху села и околних поља. У просторијама је њих утолико више, уколико је неповољнија оријентација прозора за директно осунчавање (сл. 168). Ипак, највише их је у просторијама чији прозори гледају у светларнике, где нема директног осунчавања и уз то су лоши услови за проветравање.

Оптимални услови за осунчавање стамбених просторија за географску ширину од 45° (у пракси може да задовољи услове скоро за целу територију СФРЈ) су у случајевима када су оне окренуте ка југу и то од 155 до 205° азимута, а најлошије када су оријентисане ка северу — између 335 и 25° азимута (табл. 78).

Табл. 78 — Класе зависности дужине директног осунчавања просторије у зависности од оријентације (азимута) прозора

Класа	Географска ширина места			
	35°	45°	55°	65°
	Азимут прозора			
I	165—195	155—205	145—215	135—225
II	105—165	115—155	120—145	115—135
III	195—225	205—245	215—240	225—245
IV	75—105	65—115	60—120	65—115
V	225—295	245—295	240—300	245—295
VI	15— 75	25—65	35— 60	45— 65
VII	295—345	295—335	300—325	295—315
VIII	345— 15	335— 25	325—35	315— 45

Најважнији нормативи и препоруке за обезбеђивање оптималне криптоклиме у нашим крајевима. — Да би се у затвореним просторијама обезбедили што повољнији биокриптоклиматски услови за рад и становање треба се придржавати извесних норматива, који у зависности од локалних услова могу да претрпе мање корекције. Али, једна те иста просторија у једном добу године може бити идеална за боравак, а у другом добу да климатски утиче лоше.

Директно осунчавање просторија током године може посредно да делује на организам и рђаво; наиме, директним осунчавањем просторија са слабим проветравањем појављују се услови за формирање „ефекта стаклене баште", када температура ваздуха у просторијама може бити 10—12°C виша него напољу. Те појаве су честе у зградама са стакленим фасадама. Из праксе је познато да на температури ваздуха од 28—33°C организам тешко подноси физичке напоре, а изнад 33°C испољава се чак штетно и када човек мирује. Због тога просторије које су окренуте југу лети нису најприкладније за рад и одмор, док су зими погодне.

Такве и сличне појаве постављају мање или веће проблеме у обезбеђивању оптималних микроклиматских услова у просторијама за становање и обављање различитих делатности. Они се највећим делом постижу уз придржавање следећих норматива:

1. Собе за дневни боравак захтевају више директног осунчавања, па зато њихови прозори треба да буду оријентисани у луку азимута од 115 до 245°;

2. За спаваће собе најповољнија је оријентација прозора ка југоистоку, а тек онда према истоку, односно у луку азимута од 65 до 155°. У летњим месецима зидови спаваћих соба оријентисаних ка западу и северозападу загреју се у поподневним часовима, те касније израчују топлоту, тако да у просторијама може да буде и спарно;

3. У мањим становима — гарсоњере и једнособни — не би смело да њихови прозори имају оријентацију у луку азимута од 295 до 25°;

4. У већим становима требало би да најмање једна до две просторије имају оријентацију прозора у луку азимута од 115 до 245°. Тиме се добија оптимално осунчавање, које у периоду од 3. фебруара до 18. новембра односно 281 дан годишње траје дуже од 3 часа дневно ако је просторија окренута ка југу, а нешто мање ка југоистоку — 262 и југозападу — 268 дана годишње. Станови са више соба треба да буду тако оријентисани да половина има оптималну, а друга половина неповољну оријентацију за њихово директно осунчавање;

5. Сви јавни локали (трговине, кафане, посластичарнице, фризерске и друге радње) у приземљу требало би да су оријентисане у луку азимута од 115 до 245°, али истовремено да имају и увучене излоге да би се у њима избегао ефект „стаклене баште", а боравак у њима учинио пријатнијим са микроклиматског становишта;

6. Ради повећавања албеда, односно смањења загревања зидова директним Сунчевим зрачењем, препоручује се њихово бојење светлијим бојама, нарочито ако су оријентисани у луку азимута од 115 до 295°, јер су лети директно осунчане у трајању од 4,73 до 7,40 часова;

7. Рад у просторијама зграда од алуминијума (челика) и стакла може бити немогућ ако су просторије окренуте ка југу, а проветравање слабо. Тада се појављује ефекат „стаклене баште". Примена жалузина снижава температуру ваздуха у просторијама највише до 4°C, па и поред тога, рад у поподневним часовима у њима није ни мало лак у току летњих месеци. У таквим просторијама микроклиматски услови налажу прекид рада најкасније до 13 часова;

8. Да би се смањио лош утицај високих температура ваздуха на зграде и просторије у њима треба примењивати високо озелењавање (углавном листопадно дрвеће), а где је могуће, сем травњака, постављати и мање водене басене; због испаравања воде ваздух изнад њих је хладнији и тежи, па се креће ка зградама, постепено загрева и издиже дуж зидова, доприносећи делимично освежењу и побољшању микроклиматских услова у просторијама;

9. Да би се зими обезбедили што погоднији микроклиматски услови у просторијама за боравак или рад треба обратити пажњу на термоизолациона својства грађевинског материјала. Тада се уз мањи утрошак горива обезбеђује потребна температура ваздуха;

10. Сем Сунчевог директног зрачења за термички режим просторија значајни су и утицаји ветрова. Тако нпр. ако је температура ваздуха 0°C, а ветар јачине 6 бофора или 12,3 m/s, онда интензитет ложења мора да се повећа за 30—35%. Чак и тада се осећа губитак топлоте у свим просторијама чији су спољни зидови на удару ветра, јер је тешко одржавати оптималну температуру од 18°C.

Постоје и други нормативи чијом се реализацијом остварују погоднији криптоклиматски услови за боравак и рад. У већим градовима, са развијеним саобраћајем, треба избегавати изградњу лођија у становима, јер оне у бочним улицама делују као резонатор, тако да повећавају буку изнад максималног дозвољеног броја децибела неопходних за одмор — ноћу до 30 db, а дању до 35 db. Зато их треба замењивати балконима, који су лети кориснији јер смањују директно осунчавање просторија у луку азимута од 115 до 245°

ДВАНАЕСТА ГЛАВА

АНТРОПОГЕНИ УТИЦАЈИ НА ВРЕМЕ И КЛИМУ

1. **Традиционални однос човека према времену и клими.** — Човек има углавном *пасиван* однос према времену и клими. Он може више или мање да избегава лоше време, али је принуђен да се *прилагођава* локалним климатским условима, настојећи да што боље искористи временске прилике у појединим годишњим добима. То је општа појава у вантропским областима на Земљи.

По вековној традицији сточар зна када треба издићи стоку на планину, где је лети свежије него у дубоким долинама, има више падавина и добре паше, а када са њом треба да се спусти на ниже површи, у долине и котлине. Земљорадник је са колена на колено сазнавао када треба сејати поједино културно биље, где, колико пута га наводњавати и када, да би се постигли највећи приноси. Очигледно је, дакле, да живот пољопривредника у много чему зависи од постојећих локалних климатских услова. У појединим интервалима времена он мора да се бори против суше, у другом против сувишне воде и поплава, у трећем против позних мразева итд.

У *сушним областима* изграђени су системи за наводњавање. У степама и пустињама Африке и Блиског Истока копани су *каризи* — подземне галерије, које су сакупљале воду и гравитационо је изводили на површину, где је коришћена у различите сврхе. И сада се у неким областима користе каризи стари већ преко 20 векова. Вода коришћена за наводњавање мења делимично микроклиму: снижава температуру ваздуха, повећава његову влажност, а ноћу и кондензацију на биљкама па и тлу. То су минимални утицаји човека на микроклиму.

У *влажним областима* саграђени су мелиорациони канали и заштитни насипи, а гдегде и већа вештачка језера за прихватање вода поплавног таласа, која се затим користи у периоду мањих падавина или повремених суша. Прво такво велико језеро (Карун) саграђено је пре више од 30 векова у оази Ел Фајума у Египту, а друго у Индији пре више од 15 векова, које и сада користе. Изградњом мелиорационих канала смањује се влажност земљишта, односно испаравање, а изградњом језера испаравање се повећава, па то делимично утиче и на температуру ваздуха. На тај начин човек од давнина утиче на микроклиму.

Поменути утицаји су ипак минимални. Међутим, сечом шума на великим површинама, а у току многих векова, човек је *мењао климу* на великим просторима. Тако је, нпр. искрчивши листопадне шуме у умереном појасу, које су имале својствену климу, човек на огромним површинама у правом смислу речи створио културну степу са другом климом са низом варијаната микроклиме, а да то ни сам није знао. У

планинским областима, искрчивши шуму, променио је микроклиму, убрзао ерозију и изменио величине компонената *водног биланса*. На оголићеним падинама и површима су веће амплитуде температура ваздуха и тла, мања влажност, већа брзина ветра и интензивније испаравање итд. Таква делатност човека довела је до погоршања мезоклиме и претварања многих области у праве пустоши, какву у нас представља нпр. богињави карст и голи карст динарских планина дуж јадранског приморја.

Позни мразеви наносе повремено веће штете биљним културама. Да би заштитили биљке, нарочито цвет на воћкама, од штетних последица мраза пољопривредници су од памтивека ложили влажну сламу, чији је *дим* осетно смањивао израчивање топлоте са тла, а тиме и хлађење приземног слоја ваздуха. То је такође један од традиционалних начина утицаја човека на микроклиму.

Још већи утицај на микроклиму па и мезоклиму могућ је у вулканским областима. Наиме, посипањем снежног покривача танким слојем вулканског пепела смањује се *албедо*. Због тога се снег раније отапа, па се почетак вегетационог периода помера унапред и до 25—30 дана (на Камчатки). Посипањем ледника тамнијим материјама, као што су пепео и чађ, повећава се *интензитет аблације* смањивањем величине албеда, па се у том случају добијају веће количине сочнице (воде отопљеног леда).

Изложена делатност човека, усмерена на побољшавање мезоклиматских и микроклиматских услова, позната је под називом *мелиорације климата*.

2. **Савремени однос човека према времену и клими.** — Активније деловање на време започето је тридесетих година XX века, када су вршени експерименти са изазивањем падавина коришћењем разних хемијских стимулатора кристализације у расхлађеним облацима. За засејавање облака и изазивање кише коришћени су топови и авиони. Постигнути резултати су били незадовољавајући, али су наговештавали успехе у предстојећим годинама.

Падавине се изазивају веома лако засејавањем облака сребрајодидом (AgJ), оловајодидом ((PbJ) или сувим ледом (CO_2). Ови реагенси изазивају брзу кристализацију у облацима са расхлађеним капљицама и обилне падавине, али за сада само на релативно малим површинама.

Испаравање се смањује изградњом ветрозаштитних појасева (највећи су у јужном Поволожју и југоисточној Украјини). У аридним областима испаравање са површине вештачких језера смањује се до минимума употребом одређених врста полимера, који покривају површину воде и тиме онемогућују губитак воде испаравањем. Каткад треба да се испаравање повећа, па се у ту сврху засађују поједине врсте дрвећа, које се одликују великом транспирацијом.

Брзина ветра у приземном слоју се смањује постављањем ветрозаштитних појасева. Највећу ефикасност постижу они шумски појасеви који су управни на правац дувања преовлађујућег ветра, а истовремено имају коефицијент продувавања од 0,5 или 50%. Они у шумском појасу смањују брзину ветра толико, да се на супротном крају таквог појаса појављују сталне тишине. Врло густи шумски заштитни

појасеви су мање ефикасни; ветар се издиже испред њих, прелази их и одмах иза њих спушта, тако да је њихова ефикасност у смањивању испаравања минимална.

Непогоде се смањују засејавањем кумулонимбуса већ поменутим реагенсима. Број муња из засејаних облака је упола мањи, него из оних у којима није било стимулисања кристализације.

Мелиорације микроклиме обављају се обнављањем шума, изградњом вештачких језера, мелиорацијом мочвара итд. Најзанимљивији је нови метод борбе против *ноћних мразева*. Он се састоји у томе што се биљке полију вештачком кишом и на њима се ухвати танка корица леда. Топлота ослобођена при залеђивању воде остаје у ткивима биљака и штити их од повреда. Овај метод је много јевтинији од великих загревача, који троше нафту или мазут и загађују ваздух, па је њихова употреба у близини великих градова забрањена, да би се евентуално избегла појава смога.

Према томе, човек већ сада може успешно да мења временска стања непогода, стимулисањем кристализације у расхлађеним облацима. Он успешно обавља и мелиорацију микроклиме, мада још увек на недовољним површинама. Његов највећи утицај је у формирању новог типа климе — климе градова, која је посебно обрађена (глава X).

3. **Проблем топлотне баријере у XXI веку.** — Совјетски климатолог и метеоролог М. И. Будико израчунао је да је просечна величина *радијационог биланса* за цело копно 50 ccal/cm² годишње. Та количина енергије може да се упореди са оном коју производе људи. Она износи за цело копно 0,02 ccal/cm² годишње, али није равномерно распоређена. Она је концентрисана највише у индустријским областима и великим градовима, а искоришћава се у промени мезо и микроклиме. Тако се *клима градова* знатно разликује од поднебља своје уже околине. Када не би било атмосферске циркулације, којом се вишак топлоте односи изван градова, онда би у њима и индустријским реонима нагло порасла температура ваздуха.

Пошто се искоришћавање енергетских извора брзо развија, то је и тенденција ка отопљавању климата градова све интензивнија. Сада је годишњи пораст производње енергије око 4%. Неки истраживачи указују да се он може повећати на 10% па и више. При повећању производње енергије за 10% годишње, укупна количина енергије коју би човечанство производило за мање од 100 година била би већа од радијационог биланса, док би се при порасту од 4% годишње то догодило кроз 150 година. Све то може да се оствари већим коришћењем атомске енергије.

Према томе, кроз 100—150 година Сунчева енергија не би била више главни климатски елемент. То показује да ће у будућности људи моћи да *мењају климу* према својим потребама и у много ширим размерама него што сада претпостављамо. Очекује се да ће први успеси у том правцу бити учињени крајем XX века и да ће обухватати следеће појаве:

1. *разбијање облачности* и повишење температуре ваздуха, нарочито значајно за климу поларних области;
2. *промена режима падавина* изменом физичко-географских особина подлоге у смислу њеног утицаја на повећавање испаравања;

3. исцрпније проучавање проблема *уклањања леденог покривача* у Северном леденом океану — измном величине албеда за само две године отопила би се цела ледена маса у поменутом океану. То би изазвало отопљавање климе на северној полулопти, али би истовремено неки крајеви, сада умерено влажни, постали знатно сувљи — преобразили би се у полупустиње и пустиње, а то би човечанству донело више штете него користи.

Све већа концентрација угљендиоксида у атмосфери *(16)*, нарочито у умереном климатском појасу, утиче такође на повишавање температуре на нашој планети. Тај гас има изванредну особину чак и у малим количинама — он апсорбује топлотно израчивање Земље и тако спречава њено хлађење, а пропушта краткоталасне Сунчеве зраке и омогућава њено загревање. Због тога се поставља питање: може ли човечанство да избегне „сусрет“ са *топлотном баријером* — порастом температуре планете за 4°C, што би изазвало отапање целокупног морског леда на Земљи *(15, 38)*.

„Сусрет“ са топлотном баријером може да се избегне. У ту сврху постоје два решења. Прво је у све већем коришћењу Сунчеве топлотне енергије — укључујући изградњу *хелиоелектрана* у космичком простору око Земље (пројект у стадијуму разраде).[1] Друго решење се састоји у распршивању најситније прашине у више слојеве атмосфере. Тиме би се повећало одбијање извесног дела Сунчевих зракова, који би се враћали у Космос, а Земља би примала мање топлоте него сада.

4. **Време, клима и рат.** — При експерименталним експлозијама атомских бомби развија се, поред осталих процеса, изузетно висока температура. У делићу секунде хиљаде тона стена претварају се у најситнију прашину, која убрзо доспе у високе слојеве стратосфере. Та прашина (истовремено и радиоактивна) рефлектује Сунчево зрачење, те Земља прима мању количину топлоте од нормалне.

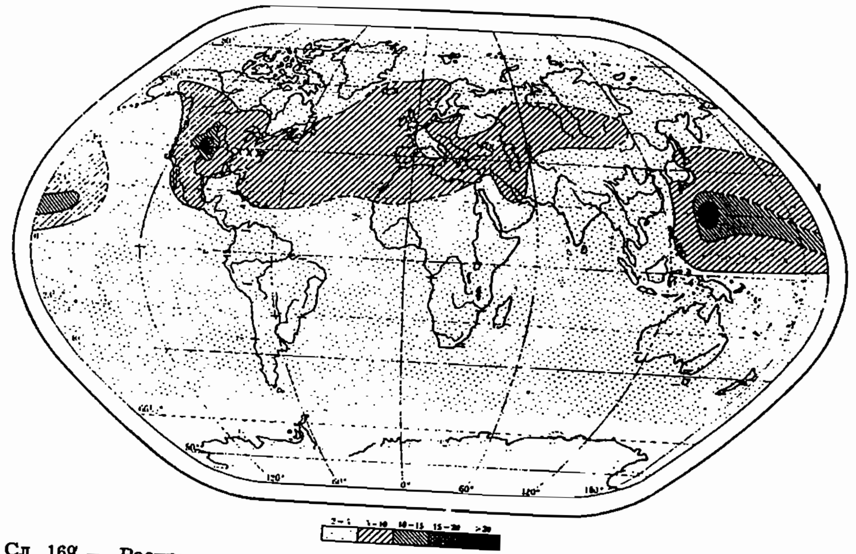
У шестој деценији XX века биле су веома честе експерименталне експлозије атомских бомби у атмосфери изнад острва у Тихом океану (сл. 169), над пустим крајевима северног Сибира и архипелага Северне Земље, над Сахаром и Великом Пешчаном пустињом у Аустралији.

[1] Х е л и о е л е к т р а н е треба да круже око Земље на висини од 36.000 km — на висини где се изједначују центрипетална и центрифугална сила. Према плановима које раде стручњаци авионске компаније »Boing« и америчке управе за космичка истраживања »NASA« снага таквих електрана требало би да износи по 13.500 MW (око 6,5 пута већа од снаге Ђердапске хидроелектране).

Према овом пројекту хелиоелектране се састоје од огромних огледала (од алуминизираних пластичних рефлектора на покретним рамовима), која служе као *соларни концентратори*, а имају површину од око 57 km²; затим од комплекса који сачињава 12 термичких мотора (турбине које покрећу хелијум и генератори) за претварање Сунчеве енергије у електричну, која се посебним системом претвара у микроталасе. погодне за пренос на Земљу. Те таласе би слао посебни уређај површине око 8 km², а на Земљи би друго постројење, површине од око 51 km², примљене микроталасе претварало у електричну енергију, која би се затим укључила у енергетски систем САД.

Тежина једне хелиоелектране требало би да буде око 71.000 тона, што несумњиво отежава остварење пројекта хелиоелектрана у Космосу. Према подацима дневника „Политика“ од 8. августа 1975. очекује се да ће производња хелиоелектрана почети у САД 1990. године. Само 8 таквих електрана могле би да замене све термоелектране у САД које раде на мазут и нафту и тиме уштеде милионе тона ових горива.

Атмосфера је била све „пунија“ најситније прашине. Да ти експерименти нису прекинути (настављени под земљом), због „засејавања“ атмосфере прашином и стога смањеног притицања Сунчеве топлотне енергије, човечанство би се већ налазило пред почетком *антропогеног леденог доба.*



Сл. 169 — Распрострањење радиоактивног Sr^{90} после нуклеарних експлозија на северној полулопти. Пренос радиоактивне прашине на велика растојања у правцу запад—исток учинили су западни ветрови (стање половином 1957. год. — пре експлозија које су Енглези учинили на јужној полулопти). Таложење Sr^{90} mkiri/km²

Према неким проучавањима температура Земље би била нижа за 3,5—4°C од садашње, што би било сасвим довољно да се на планинама умереног климатског појаса снежна граница спусти ниже за 600—650 m. Ледници би покрили садашње алпијске пашњаке, спустили се у долине и уништили постојећа висока планинска насеља. Са залеђених планинских масива струјао би хладан ветар, расхлађивао подгорину и битније утицао на њену климу. Стога би се спустила и горња граница шума у смислу замене садашњих листопадних шума четинарским, а првих померањем до најнижих долина или потискивањем ка нижим теренима и даље од планинске подгорине. У поларним областима, где је сада снежна граница на нивоу Светског мора, дошло би до померања средњег положаја границе леда местимично до 2.000 km у правцу полутара. Тада би лед покрио северне половине Норвешке, Шведске, Финске, европског дела СССР, север Сибира и северну половину Канаде.

Таква опасност прети и у случају избијања атомског рата.

Организми који избегну топлотни удар (смањује се у задимљеним насељима и на површинама захваћеним већим пожарима са обилним

димом), излажу се још опаснијем *радиоактивном зрачењу* од честица које из ваздуха падају на земљу. Тако је нпр. водонична бомба средње јачине довољна да угрози радиоактивним зрачењем површину једнаку територији наше земље (*57*, 236).

При експлозији водоничне бомбе образује се око 100 радиоактивних елемената, који представљају много већу опасност за живи свет, него сама разорна снага бомбе. У организму човека тада се повећа концентрација *радиоактивних елемената:* јода у штитној жлезди, стронцијума у костима, бакра у очима, рутенија у бубрезима, сребра у јетри, полонија у слезени итд. Од атмосферског кисеоника, азота и водене паре образује се *азотна киселина*, која пали очи и кожу и изазива муку и повраћање. У експлозији водоничне бомбе настају неутрони, који преобразују велике количине азота у радиоактивни угљеник C^{14} са периодом полураспада од 5.500 година (*57*, 35). Он доспева у биљке, а из њих у ткива животиња и човека. Сви ти радиоактивни елементи су опасни за човека и много година после атомских експлозија, јер су потенцијални изазивачи *канцерогених обољења*, пре свега леукемије и рака костију. Људи умиру од последица насталих експлозијом атомске бомбе (снаге 20 КТ) чак и 30 година после разарања Хирошиме и Нагасакија. За три деценије умрло је од тих последица око 90 хиљада становника Хирошиме.

У II светском рату уништена су атомским бомбама два јапанска града. Сада постоје атомске бомбе које су 5.000 пута јаче од оних бачених на Хирошиму и Нагасаки. Атомска бомба средње јачине може да разори потпуно површину од 600—1.000 km^2. Међутим, радиоактивне честице од експлозије такве бомбе загађују површину од 256.000 km^2 (*57*, 236), што одговара територији такве државе као што је Југославија. Становници који би преживели топлотни и ваздушни удар од експлозије атомске бомбе, осетили би следеће последице: после неколико часова — сузења очију и свраб коже; у току прве ноћи више од половине становника осећало би гађење; после два дана први симптоми ишчезавају, али се појављују нови после две недеље — кожа прска и местимично отпада, тако да се открива голо ткиво, које се убрзо загноји; у већине становника отпадали би праменови косе...

Према прорачунима војних експерата САД сматра се да би у првим часовима атомског рата погинуло 200—250 милиона људи. Када би се такво опште самоубиство човечанства и зауставило „на време", сем каснијег уништавања најмање половине човечанства, дошло би и до *великих климатских промена — вероватно до почетка новог леденог доба.*

Очигледно је, дакле, да људи у општем атомском рату могу да проузрокују *катастрофалне промене климе*, које би касније тешко исправили.

САД су у Јужном Вијетнаму водиле не само биолошки (уништавање шума и летине) него и **метеоролошки рат.** Амерички пилоти су око 300 пута засипали облаке сребра-јодидом и олова-јодидом, после чега су настајале провале облака. При том је постизана невероватна тачност: прави „водопади" са неба усмеравани су на раскрснице путева, газове, околину мостова, површине где су према обавештајним подацима била подземна склоништа и магацини итд. Такви *„метеоролошки удари"* по противнику проверавани су још у Камбоџи и Лаосу.

У Вијетнаму су САД испробале и нову врсту бомбе (CBU-55). Она апсорбује у пречнику од 0,25 km сав расположиви кисеоник, убијајући на тај начин све живо на тој површини. Сада су такве бомбе много убитачније, јер могу да униште живот на знатно већим површинама.

Метеоролошки рат има и знатно веће и неслућено опасне димензије: засипањем атмосфере над територијом противника специјалним хемикалијама може до минимума да се смањи Сунчево зрачење и тако изазове огромно снижење температуре ваздуха — чак до залеђивања река и језера у току лета, уништења жетве мразом итд. Могућно је и супротно деловање: специјалне хемикалије, распршене у атмосфери изнад територије противника, могу да спрече израчивање Земљине топлоте у Космос дуготаласним зрачењем; то би изазвало висок пораст температуре ваздуха и претварање такве територије у пустињу, много топлију и сувљу од Сахаре! Усавршавају се и „бомбе с експлозивним облаком"; из њих се најпре испушта етилен-оксид — гас који се брзо шири и који може да испуни сваку пукотину; таква бомба се потом сама активира и пали гас, који на тај начин уништава насеља, склоништа под земљом итд.

Највећу опасност метеоролошког рата, страшнију од најразорнијих хидрогенских бомби, представља могуће *уништавање озонског слоја у атмосфери* изнад територије противника. Тог гаса има веома мало — када бисмо сву његову количину „сабили" у јединствен слој са притиском од једне атмосфере, онда би његова дебљина износила свега 0,5 cm (*28*, 32). Па ипак, и толико мала количина озона довољна је да заштити живи свет на Земљи од убиственог деловања ултраљубичастих зракова, који разарају беланчевине у ћелијама организама. Засипањем стратосфере односно озоносфере специјалним хемикалијама (сада је само познато да оне садрже знатан проценат брома) изазива се распадање озона (O_3) на атоме кисеоника (O) и његове молекуле (O_2). Тако се изнад територије противника, на површини засејаној „гутачем озона", уништава озоносфера и омогућује се „чист пролаз" ултраљубичастих зракова до Земљине површине, где би они за неколико часова апсолутно спржили све живо на топографској површини, као и у површинском слоју тла и водних објеката.

Изузетна динамика у стратосфери попунила би касније „рупу" у озоносфери, али би се адвекција озона осетила затим и на територији нападача у виду појачане ултраљубичасте радијације са непредвиђеним последицама.

Нема никакве сумње да би човек у случају атомског рата изазвао на већим територијама најпре промене времена, а затим и климе. То исто је могуће постићи још опаснијим методама метеоролошког ратовања у регионалним, а поготову глобалним размерама.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Г. А. — Тепловая мелиорация северных широт. Издат. „Наука". Москва, 1973.
2. Агаджанян Н. А. и Мирахимов М. М. — Горы и резистентность организма. Издат. „Наука". Москва, 1970.
3. Айзенштат Б. А. (составитель) — Биоклиматический атлас Средней Азии. Издат. Московского отделения Гидрометеоиздат. Москва, 1973.
4. Алисов Б. П. и Хромов С. П. — Климатология (у књизи Советская география — Итоги и задачи, стр. 103—119). Географгиз. Москва, 1960.
5. Алисов Б. П. и Полтараус Б. В. — Климатология. Издат. Московского Университета. Москва, 1974.
6. Арнольди А. И. — Акклиматизация человека на севере и юге. Медгиз. Москва, 1960.
7. Багдасарян А. Б. — Климат как многолетный режим погоды и методы его изучения. Труды ВНМС[1], том IV, стр. 73—78. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
8. Баррет Э. К. — Погода из космоса. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1970.
9. Берг Л. С. — Основы климатологии. Го:издат. Ленинград, 1938.
10. Берг Л. С. — Климат и жизнь. 2-е изд. Географгиз. Москва, 1947.
11. Берлянд Г. Т. — Географические закономерности режима солнечной радиации. Труды ВНМС, том IV, стр. 161—172. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
12. Блютген Ю. — География климатов. Том I и II. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1973.
13. Бокш В. Г. и Богуцкий Б. В. (редак.) — Климатотерапия (руководство для врачей). Издат. „Здоров'я". Киев, 1966.
14. Будыко М. И. — О физических закономерностях биоклиматологии человека. Труды ВНМС, том IV, стр. 12—18. Гидрометеоиздат. Ленинград. 1962.
15. Будыко М. И. — Влияние человека на климат. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1972.
16. Будыко М. И. — Атмосферная углекислота и климат. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1973.
17. Бузовкин Б. А. — Климат США. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1960.
18. Власова В. Т. — Физическая география частей света. Учпедгиз. Москва, 1961.
19. Воронин Н. М. и др. — Физиологическая реакция человека и животных на разные погодные условия. Вопросы комплексной климатологии, стр. 135—140. Изд. АН СССР, Институт географии. Москва, 1963.
20. Витвицкий Г. Н. — Пределы распространения летного муссона в Восточной Азии. Труды ВНМС, том IV, стр. 95—101. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
21. Вујевић П. — Прилози за биоклиматологију области Копаоника. Зборник радова Географског института „Јован Цвијић", књ. 18, стр. 1—91. Београд, 1962.
22. Гедеонов А. Д. — Изменения температуры воздуха на северном полушарии за 90 лет. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1973.
23. Гербург-Гейбович А. А. и Лицкевич В. К. — Жилище и климат. „Природа", № 7, стр. 49—58. Изд. „Наука". Москва, 1969.
24. Гербург-Гейбович А. А. — Классификация условий теплообмена между жилым помещением и внешней средой. Сборник „Теплотехнические ка-

[1] ВНМС — Всесоюзное научное метеорологическое совещание.

чества и микроклимат крупнопанельных жилых зданий", стр. 24—35. Стройиздат. Москва, 1974.
25. Григорьев А. А. и Липатов В. Б. — Пыльные бури по данным космических исследований. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1974.
26. Гъльбов Ж. С. — Обща климатология. Изд. „Наука и изкуство". София, 1953.
27. Гутерман И. Г. — Распределение ветра в свободной атмосфере над северным полушарием. Труды ВНМС, том IV, стр. 320—333. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
28. Данилова Н. А. — Природа и наше здоровье. Издат. „Мысль". Москва, 1970.
29. Дукић Д. — Основи метеорологије и климатологије (за студенте географије). Изд. „Научна књига". Београд, 1963.
30. Дукић Д. — Климатологија са основима метеорологије. II прерађено издање. Изд. „Научна књига". Београд, 1968.
31. Дукић Д. — Примена космичких снимака у савременим геопроучавањима. Научни преглед, № 1, стр. 145—164. Изд. Научног друштва СР Србије. Београд, 1974.
32. Дукић Д. — Особине ветрова у југоисточној Бачкој. Зборник радова Географског института ПМФ-а, стр. 35—50. Београд, 1974.
33. Дунаев Б. А. — Инсолация и ориентация жилых зданий. Труды ВНМС, том IV, стр. 165—172. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
34. Ефимова Н. А. — Радиационный баланс поверхности земного шара. Труды ВНМС, том IV, стр. 186—195. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
35. Забелин И. М. — Физическая география сегодня. Издат. „Просвещение". Москва, 1973.
36. Зубенок Л. И. — Тепловой баланс континентов. Труды ВНМС, том IV, стр. 173—186. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
37. Ильичевч Е. М. — Опыт биоклиматической интерпретации классов погоды. Вопросы комплексной климатологии, стр. 176—180. Издат. АН СССР, Институт географии. Москва, 1963.
38. Юри Х. К. — Первоначальные атмосферы планет. „Природа" № 4, стр. 33—38. Москва, 1959.
39. Калесник С. В. — Краткий курс общего землеведения. Географгиз. Москва, 1957.
40. Калесник С. В. — Энциклопедический словарь географических терминов. Издат. „Советская энциклопедия". Москва, 1968.
41. Карагодина И. Л. и др. — Борьба с шумом в городах. Издат. „Медицина". Москва, 1972.
42. Кац М. — Некоторые аспекты физической и химической природы атмосферных загрязнений. Загрязнение атмосферного воздуха, стр. 105—107. Изд. ВОЗ. Женева, 1961.
43. Колобков В. Н. — Воздушный океан и его жизнь. Географгиз. Москва, 1957.
44. Кольоков Н. В. и др. — О влиянии Куйбишевского водохранилища на метеорологические условия и климат. Труды ВНМС, том IV, стр. 451—459. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
45. Коммонер Б. — Замыкаюшийся круг — Природа, человек, технология. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1974.
46. Кондратьев К. Л. и Бунакова А. М. — Метеорология Марса. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1974.
47. Куниц А. В. — Синоптическая метеорология. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1947.
49. Ли Д. — Физиологическая климатология. Американская география (перевод с англиского), стр. 449—459. Иностраниздат. Москва, 1957.
50. Лучшев А. А. — Исследование климата города в практических целях. Советская география в период строительства коммунизма, стр. 100—106. Географгиз. Москва, 1963.
51. Ляхов М. Е. и Чаплигина А. С. — Загрязнение атмосферы и пути его предотвращения. В сборнике: Человек, общество и окружающая среда, стр. 195—217. Издат. „Мысль". Москва, 1973.
52. Львович М. И. — Мировне водные ресурсы и их будущее. Издат. „Мысль". Москва, 1974.
53. Маслеников Д. С. — К вопросу обеспечения оптимальных микроклиматических условий в городской застройке. Труды ВНМС, том IV, 411—414. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.

54. Миланковић М. — Астрономска теорија климатских промена и њена примена у геофизици. Београд. 1948.
55. Минина Л. С. — Практика нефанализа. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1970.
56. Наливкин Д. В. — Ураганы, бури и смерчи. Издат. „Наука". Москва, 1969.
57. Орр К. — Между Землеи и Космосом (перевод с англиского). Гидрометеоиздат. Ленинград, 1964.
58. Парфенов А. П. — Солнечное голодание человека. Медгиз. Ленинград, 1963.
59. Погосян Х. П. и Туркетти З. Л. — Атмосфера Земли. Издат. „Просвещение". Москва, 1970.
60. Пчелко И. Г. — Авиационная метеорология. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1963.
61. Ракилова Л. Р. — Исследования по теории климата. Труды ВНМС, том IV, стр. 52—59. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1963.
62. Риль Г. — Тропическая метеорология (перевод с англиского). Издат., Иностранной литературы. Москва, 1963.
63. Русин Н. П. и Флит Л. А. — Солнце на Земле. Издат. „Советская Россия". Москва, 1971.
64. Рухин Л. Б. — Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат. Ленинград, 1959.
65. Рябчиков А. М. — Структура и динамика геосферы. Издат. „Мысль". Москва, 1972.
66. Строкина Л. А. — Тепловой баланс в различных климатических зонах океанов. Труды ВНМС, том IV, стр. 205—215. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1962.
67. Синицин В. М. — Введение в палеоклиматологию. Издат. „Недра". Ленинград, 1967.
68. Степанов В. Н. — Планетарные процесси и изменения природи Земли. Издат. „Знание". Москва, 1970.
69. Томас Д. М. — Влияние загрязнения атмосферного воздуха на растения. Загрязнение атмосферного воздуха, стр. 420—468. ВОЗ. Женева, 1961.
70. Тушинский Г. К. — Космос и ритмы природы Земли. Издат. „Просвещение". Москва, 1968.
71. Хеиманн Х. — Влияние атмосферного воздуха на здоровье человека. Загрязнение атмосферного воздуха, стр. 171—237. ВОЗ. Женева, 1961.
72. Храбаров Ю. Б. — Прогноз погоды. Издат. „Знание". Москва, 1974.
73. Хромов С. П. — Метеорология и климатология для географических факультетов. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1964.
74. Хромов С. П. и Мамонтова Л. И. — Метеорологический словарь. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1974.
75. Чижевский А. Л. — Земное эхо солнечных бур. Издат. „Мысль". Москва, 1973.
76. Чучкалов Б. С. — Синоптические условия переноса воздуха индийского муссона через Тибетское нагорье. Труды ВНМС, том IV, стр. 187—202. Гидрометеоиздат. Ленинград, 1963.
77. Alissow B. P. — Die Klimate der Erde (ohne das Gebiet der UdSSR). Deutscher Verlag der Wissenschaften. Berlin, 1954.
78. Battan L. — Radar Observes the Weather. New York, 1962.
79. Böer W. — Technische Meteorologie. B. G. Teubner Verlagsgesellschaft. Leipzig, 1964.
80. Bodechtel J. und Geirloff-Emden H. G. — Weltraumbilder der Erde. List Verlag. München, 1970.
81. Blüthgen J. — Allgemeine Klimageographie. Springer Verlag. Berlin, 1964.
82. Dukić D. — Klima Dinarskog primorja kao faktor razvoja turizma u Jugoslaviji (elaborat). Beograd, 1963.
83. Duplančić Č. — O klimi i vremenu na Jadranu. Hidrografski godišnjak HI JRM. Split, 1959.
84. Köppen W. — Grundriss der Klimakunde. II Verlag. Berlin. 1931.
85. Kovačević M. — Historijski pregled meteoroloških opažanja. Hidrometeorološki glasnik, god. I, br. 1, str. 35—46. Beograd, 1948.
86. Kratzer P. A. — Das Stadtklima. Braunschweig, 1956.
87. Ljvovič M. I. — The World's Water. Mir Publishers. Moscow, 1973.
88. Makjanić B. — Onečišćenje zraka. Vesnik Hidrometeorološke službe FNRJ, god. VII, br. 3—4, str. 78—91. Beograd, 1958.

89. Manfred H. — Studien über die Flächenausdehnung der Klimabereiche der Erde. I. Flächenausdehnung der Klimabereiche der Erde nach W. Köppen. Wiss. Z. Humbolt-Univ., Berlin, Math.-nat. R. XIII 1964. S. 47—52. Berliner Geographische Arbeiten, № 33. Berlin, 1964.
90. Mardešić A. P. i Riboli J. A. — Pomorska meteorologija. Izdanje Uredništva Mornaričkog glasnika. Zemun, 1936.
91. Martonne de Emm. — Traité de Géographie physique, t. I. Paris, 1925.
92. Martonne de Emm. — Géographie aérienne. Paris, 1948.
93. Milosavljević M. — Meteorologija. Izd. „Naučna knjiga". Beograd, 1949.
94. Milosavljević M. — Klimatologija, II izmenjeno izdanje. Izd. »Naučna knjiga«. Beograd, 1963.
95. Nehru Dž. — Otkriće Indije. Beograd, 1952.
96. Pedelaborde P. — Les Moussons. Paris, 1958.
97. Péguy Ch. — Précis de Climatologie. Édit. Masson et C[ie]. Paris, 1961.
98. Staszewski J. i Uhorczak F. — Geografia fizyczna w liczbach. Warszawa, 1959.
99. Sanson J. — Climatologie appliquée, I et II. Paris, 1949.
100. Slavinić M. — Radar u meteorologiji. Vesnik Hidrometeorološke službe FNRJ. God. VII, br. 1—2, str. 24—37. Beograd, 1958.
101. Stipančić V. — Klimatske prilike Hvara. Hvar, 1960.
102. Šegota T. — Fizička geografija, I Klima. Izd. Sveučilišta. Zagreb, 1963.
103. Viaut A. — La Météorologie. »Que sais-je?«. Presses Universitaires de France. Paris, 1965.
104. Vujević P. — Meteorologija. Izd. »Naučna knjiga«. Beograd, 1948.
105. Weawer K. F. — Journey to Mars. National Geographic, vol. 143, № 2, p. 231—263. Washington, 1973.
106. ——— Informacija o stanju komunalne buke u Beogradu sa predlogom mera zaštite. Beograd, juna 1974.
107. ——— Stanje komunalne buke i psihosomatsko zdravlje ljudi u najugroženijim delovima grada. Beograd, marta 1975.
108. ——— Stanje, posledice i mere zaštite vazduha od zagađivanja u Beogradu. Beograd, januara 1972.
109. ——— Izveštaj o ispitivanju sumpordioksida, čađi i taložnih materijala na teritoriji Beograda u 1974. godini. Beograd, marta 1975.
110. ——— Zagađenost vazduha od motornih vozila na ulicama Beograda. Beograd, marta 1975.
111. ——— Физико-географический атлас мира. Москва, 1964.